

# 岩石鉱物鉱床学会誌

第四十三巻 第六号

昭和三十四年十二月一日

## 研究報文

- 2, 3 の斑晶灰長石及び含灰長石塩基性火山岩類について... {河野義礼  
青木謙一郎  
火山岩中のジルコンに関する研究 ..... 山本 敬  
四国三波川結晶片岩中に見られる磁鉄鉱, 赤鉄鉱の  
産状とその微量成分について ..... 山岡 一雄  
ルドウィヒ石系鉱物の共生関係について ..... 津末 昭生  
新潟油田寺泊褶曲帯の石油母層  
一石油母岩の研究 第4報一 ..... 阿部 正宏  
新しい型の可燃性天然ガス鉱床について  
一水溶型可燃性天然ガス鉱床の提案一 ..... 井島 信五郎

## 会 報

会員動静, 会費納入の件, 投稿規定

## 新刊紹介

真珠の研究 (小林新二郎, 渡部哲光共著)  
日本産鉱物文献集 (原田準平著)  
偏光顕微鏡 (坪井誠太郎著)

## 抄 録

- |                              |                               |     |
|------------------------------|-------------------------------|-----|
| 鉱物学及び結晶学                     | Cinnabar と Metacinnabar の安定関係 | 外6件 |
| 岩石学及び火山岩                     | 共存鉱物中に於ける元素の分布を主とした           |     |
| 南西 Quebec 片麻岩中の柘榴石, 黒雲母, 角閃石 |                               | 外5件 |
| 金属鉱床学                        | 硫黄同位元素と熱水鉱床                   | 外4件 |
| 石油鉱床学                        | 構造上から見た日本及びその周辺の産油並<br>びに含油地域 | 外5件 |

## 総 目 録

東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室内

日本岩石鉱物鉱床学会

〔新入会員〕 同和鉱業株式会社花岡鉱業所（秋田県北秋田郡花矢町花岡町），西山保男（北海道山越郡八雲町中外鉱業株式会社八雲鉱業所），パーキンズ・オリエンタルブツクス東京出張所（東京都中央区銀座西7の1），日本鉱業株式会社中央試験所（埼玉県足立郡戸田町），堀越 勲（秋田県北秋田郡花矢町花岡鉱業所探査課），加藤敏郎（東京都世田ヶ谷区代田2の681の2），渡辺晃二（新潟市西大畑町新潟大学理学部地鉱学教室），日鉄鉱業株式会社庶務課（東京都千代田区丸の内2の20）

〔転勤及び転居〕 米国地質調査所（東京都北区下十条1894，米陸軍地図局26号ビル），鈴木 喬（倉吉市市役所内原子燃料公社出張所），藤川武臣（仙台市成田町107），鈴木礼吉（埼玉県入間郡福岡村霞ヶ丘公団住宅147の406），鈴木 勝（大阪市東区瓦町4丁目31住友金属工業株式会社），久保恭輔（岡山県苫田郡上斎原村原子燃料公社人形峠出張所），斎藤 仁（札幌市北一条西17丁目公宅），保科恒二（秋田県鹿角郡十和田町大湯，磯部鉱業株式会社不老倉鉱山）

〔死 亡〕 伊 一

〔消 息〕 編集委員長大森啓一氏は昨年9月以来，米国ニューヨーク市コロンビア大学で行われつつあった鉱物理学の研究を終了，続いて英，仏，独国の主要大学鉱物理学教室，鉱物博物館，地質調査所等を歴訪後，スイス国チューリツヒ市で8月末から9月上旬にかけて催された国際鉱物理学連合第1回会議に出席し，更にイタリア，ギリシヤ及びタイ国の大学その他を訪問，9月末帰国された。

---

## 新 刊 紹 介

---

**真珠の研究** 小林新二郎，渡部哲光共著 本書は著者等が1952年以来，世界で始めてと思われる真珠養殖の講義を三重大学で行った経験に基づいて著述されたもので，著者の小林氏は生物学，渡部氏は鉱物理学の立場から真珠を究明，これら両学問の Grenzgebiet を明かにされている。第1編 真珠の養殖，第2編 貝殻，真珠及び養殖真珠に関する研究史，第3編 真珠及び真珠貝の生物学的研究（9章よりなる），第4編 真珠の生鉱物理学的研究では，第1章 霞石と方解石，第2章 貝殻の一般的性状，第3章 真珠の一般的性状，第4章 真珠及び貝殻の化学的性状，第5章 真珠及び貝殻の物理的性質，第6章 稜柱層の構造と成長，第7章 真珠の構造，第8章 真珠の色彩と光沢について述べている。本書の内容の大部分は著者等の研究に基づくものであつて，分り易く記されている。尚，渡部氏は米国ノースカロライナ州のデューク大学動物学教室に招かれて，目下引続き，貝殻形成の生結晶学的研究を行いつつあり，業績は極めて大きい。本書を鉱物理学専攻の学生並びに真珠に興味を持つ方々に推薦する。

（本文280頁，付図128，昭和34年 技報堂発行 定価600円）

〔大森〕

## 研究報 文

### 2, 3 の斑晶灰長石及び含灰長石塩基性火山岩類について\*

Some anorthite bearing basic volcanic rocks in Japan

河 野 義 礼 (Yoshinori Kawano)\*\*

青 木 謙一郎 (Ken-ichiro Aoki)\*\*

**Abstract:** In the lavas of Kayodake, Komagatake and Iwate volcanic groups of the Nasu volcanic zone in the north-eastern Japan, there are many basalts and basic andesites which contain much large plagioclase phenocrysts (up to 2cm.) of anorthitic composition (An 95). Particularly the lowest lava of the Kayodake volcanic group contains plagioclase phenocrysts more than 43 per cent in volume; therefore its  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and CaO contents attain to 23.74 and 12.34 per cent, respectively. Its chemical composition resembles to that of anorthositic gabbro or kenningite.

Regarding to the  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , this is probably highest value ever reported in the world in the effusive form. It is considered that the origin of such lavas of abnormal composition should be attributed to the floating up of anorthite crystals and to the sinking down of olivine and pyroxene crystals formed in the early stage.

### 1. ま え が き

筆者の一人河野は秋田県荷葉岳火山調査の際、その最下部を構成する熔岩に灰長石 (An95) の最大 2cm に達する斑晶が異常に多量に存在しているものを見出した。灰長石の大きい斑晶が比較的多量に存在している熔岩は荷葉岳に限らず、隣接する駒ヶ岳及び岩手火山の一部にも産出する。文献によればこの種の灰長石を多量に含む熔岩は、本邦の主として那須火山帯、千島火山帯及び富士火山帯の第四紀火山岩及び同帯に平行な第三紀の火山岩の一部に限り産出し、日本の他の地域にもまた世界の他の火山にも産出の例は非常に少ない様である。

従来本邦に於てこの種の産状の灰長石の鉱物学的研究は数多く行なわれ、かつその成

\* 1959年1月 岩鉱学会総会講演

\*\* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室



因についても種々議論されている<sup>1-6)</sup>。しかしながらこの様な灰長石の含有量やその岩石の総化学組成について吟味されたものは甚だ少ない。筆者等は この様な 異常な岩石即ち斑晶灰長石を最高何 % 迄含んだ熔岩が天然に実在するか又深成斜長岩にどの程度近似したものが火山岩として実在するか等を検するため荷葉岳熔岩について 斑晶斜長石の 量を測定し、その熔岩の化学分析を行なつた。実験の結果荷葉岳の熔岩は 今迄世界で知られている火山岩中、最も  $\text{Al}_2\text{O}_3$  及び  $\text{CaO}$  に富む熔岩と思われるのでここに報告し、かつその成因の議論をも試みた。

Table 1. Chemical compositions and optical properties of anorthites

	1	2	3	4
$\text{SiO}_2$	43.15	43.13	44.49	43.65
$\text{Al}_2\text{O}_3$	36.05	35.87	36.00	36.27
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0.83	0.45	0.08	0.79
$\text{FeO}$	nd	0.29	nd	nd
$\text{MgO}$	tr	0.08	0.04	tr
$\text{CaO}$	19.05	19.27	19.49	19.18
$\text{Na}_2\text{O}$	0.53	0.65	0.59	0.59
$\text{K}_2\text{O}$	0.01	0.05	0.03	0.04
$\text{H}_2\text{O}+$	0.17	0.63	nd	nd
$\text{H}_2\text{O}-$	0.33	0.35	nd	nd
Total	100.12	100.77	100.72	100.52
An %	95.4	94.3	94.9	94.8
$\alpha$	1.575	1.5748*	1.5748*	1.5749*
$\beta$	1.583	1.5828	1.5828	1.5829
$\gamma$	1.588	1.5880	1.5880	1.5881
$2V_\alpha$	79°	78°	77°	79°

1. Phenocryst in olivine bearing hypersthene basalt, Tazawa-zawa, Kayo-dake volcano. Analyst, K. Aoki.
2. Crystal lapilli erupted in 1940, Miyake-zima volcano. Analyst, Y. Kawano.<sup>7)</sup>
3. Crystal lapilli erupted in 1874, Miyake-zima volcano. Analyst, H. S. Washington.<sup>8)</sup>
4. Phenocryst in augite hypersthene basalt, Mitaki, Sendaicity. Analyst, K. Aoki.

\* Optical properties are determined by I. Kato.<sup>7)</sup>

1) 神津俣祐 : 地調報告, **15**, 37~64, 1909; 地質, **17**, 1~7, 49~56, 85~91, 283~294, 1910; Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 2, **2**, 7~33, 1914; 地球, **7**, 378~386, 440~448, 1927; **8**, 247~264, 1928.

2) 坪井誠太郎 : Jour. Coll. Sci. Tokyo Univ., **43**, Art 6, 1~146, 1920; 震研彙報, **6**, 131~138, 1928.

3) 原田準平 : 火山, **2**, 327~349, 1936.

4) Ishikawa, T. : Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4, **7**, 339~354, 1951.

5) 勝井義雄 : 地質, **61**, 481~495, 1955.

6) 太田良平 : 岩鉱, **42**, 104~114, 191~202, 1958.

7) 神津俣祐・加藤磐雄 : 岩鉱, **26**, 127~146, 1941.

8) Kozu, S. : 前出, 1914.

## 2. 灰長石の化学組成と光学的性質

灰長石の光学的性質及び化学組成は従来既に多くの学者により測定研究されている。筆者等の研究した荷葉岳、三宅島及び仙台市三滝(再分析を行なった)産のものは Table 1 の如くである。表の如く、これらの化学組成及び光学的性質は極めて類似し、又他産地のものとも略一致している。

## 3. 灰長石母岩の性質

a. 荷葉岳……秋田県荷葉岳の下部を構成する灰長石玄武岩は肉眼的には灰色粗鬆であり、比較的孔隙に富む部分もある。自形灰長石斑晶が多量に存在し、最大 2cm に達する。しかしながら有色鉱物の斑晶は認められない。鏡下において観察すると斑晶として多量の灰長石とごく少量の橄欖石及び紫蘇輝石が認められ、又磁鉄鉱を含むものもある。斜長石は長さ 1~7mm、時に 2cm にも達する自形結晶であり、すべて聚片双晶をなす。累帯構造は中心部 (An95) においては認められないが、外縁部においてやや著しい (An 80~72)。紫蘇輝石 (Fs32) は 0.4~1.2mm の短柱状自形結晶であり、ビジオン輝石の反応縁によつて包まれている。橄欖石は 0.2mm 以下のやや丸味を帯びた自形結晶である。

石基は中粒~細粒完晶質であり、構成鉱物は斜長石、クリストバル石、ビジオン輝石、普通輝石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱である。尻高沢の熔岩は石基に相当量の褐色ガラスを含んでいる。

b. 駒ヶ岳火山群高倉山……肉眼的には青灰色粗鬆の岩石であり、0.5~1.5cm の斜長石斑晶が多量に存在し、又 2~5mm の橄欖石、輝石の斑晶も少量認められる。鏡下で観察すると、斑晶として斜長石、橄欖石、紫蘇輝石及び普通輝石が認められる。斜長石は 0.5mm 以上の柱状~短柱状自形結晶であり、通常聚片双晶をなす。累帯構造は中心部においては殆んど認められないが、外縁部においてやや著しい。稀に橄欖石と普通輝石の包有物を含む。この橄欖石は橄欖石団塊の橄欖石にしばしば見られる様な帯状構造を示すが、これは注目すべき事である。橄欖石は 1.5mm 以下の半自形結晶であり、通常紫蘇輝石斑晶により、又時々ビジオン輝石の反応縁によつて包まれている。結晶外縁はイデイングス石に変質している。紫蘇輝石は 0.4~0.6mm の柱状自形結晶であり、ビジオン輝石の反応縁によつて包まれている。稀に普通輝石の包有物を含む。普通輝石はやや丸味を帯びた通常 2mm 以下、短柱状自形結晶であるが稀には 4mm にも達する。しばしば (100) を接合面とする双晶をなし、反覆していることもある。稀に橄欖石の包有物が認められる。石基は細粒完晶質であり、構成鉱物は斜長石、クリストバル石、ビジオン輝石、普通輝石、磁鉄鉱及びチタン鉄鉱である。

c. 仙台市三滝……肉眼的には黝黒色緻密の岩石であり、多量の斜長石 (最大 3cm) と少量の輝石斑晶が認められる。鏡下で観察すると斑晶として斜長石、紫蘇輝石、普通輝石が認められ、石基は中粒完晶質であつて斜長石、クリストバル石、ビジオン輝石、普通輝石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱及び磷灰石より成る。くわしい記載は根本<sup>1)</sup>によつて行なわ

1) 根本忠寛：岩鉱，4，17~28，1930.



れているので省略する。

d. 三宅島 1940 年噴火スコリア…… 1940 年 7 月噴火の際、灰長石結晶弾と共に噴出したスコリアは肉眼的には黒色多孔質であり、1 mm 以下の斜長石が少量点在している。鏡下において観察すると少量の斜長石 (1mm 以下)、橄欖石 (1mm 以下) と普通輝石 (0.8mm 以下) 斑晶が認められる。

Table 2. Chemical compositions of anorthite bearing volcanic rocks, anorthositic gabbro and kenningite.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	47.53	50.40	50.96	52.57	49.71	50.14	48.53	52.13
TiO <sub>2</sub>	0.71	0.78	0.77	1.41	0.73	0.50	2.05	0.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.73	21.90	19.20	15.76	21.30	19.48	24.33	24.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.22	4.04	2.53	4.80	3.30	4.34	1.77	0.90
FeO	3.93	5.19	7.50	7.71	5.97	6.69	4.60	3.34
MnO	0.15	0.11	0.12	0.22	0.20	0.24	0.06	—
MgO	2.37	2.29	5.03	4.50	2.80	3.83	1.65	2.42
CaO	12.34	11.75	10.54	9.36	12.59	10.98	11.59	10.36
Na <sub>2</sub> O	1.89	2.27	2.06	2.32	1.58	1.46	2.62	4.31
K <sub>2</sub> O	0.13	0.43	0.15	0.51	0.45	0.20	0.30	1.25
H <sub>2</sub> O+	0.95	0.49	0.59	0.65	1.08	0.75	1.61	0.60
H <sub>2</sub> O-	0.85	0.39	0.64	0.58	0.75	1.22	0.53	0.60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.10	0.10	0.21	0.24	0.14	0.16	0.03
Total	99.87	100.14	100.19	100.60	100.70	99.97	99.80	100.13*
Phenocrysts								
Plagioclase	43.1	42.4	29.4	} n. d.	44.8	33.7		
Olivine	0.0	0.0	0.7		—	—		
Hypersthene	0.8	0.5	6.0		+	6.6		
Augite	—	—	3.1		+	0.6		
Magnetite	—	0.0	—		—	—		
Groundmass	56.1	57.1	60.8		55.2	59.1		

\* Rest 0.05%

1. Olivine bearing hypersthene basalt, Tazawa-zawa, Kayodake volcano, Akita Prefecture. Analyst, K. Aoki.
2. Olivine bearing hypersthene basalt, Shiritaka-zawa, Kayodake volcano. Analyst, K. Aoki.<sup>1)</sup>
3. Olivine augite hypersthene basalt, Yunosawa, Takakura-yama, Komagatake volcanic group, Iwate Prefecture. Analyst, K. Aoki.
4. Olivine basalt, lapilli erupted in 1940, Miyake-zima volcano. Analyst, Y. Kawano.
5. Augite hypersthene basalt, Mitaki, Sendai city. Analyst, T. Nemoto.<sup>2)</sup>
6. Augite hypersthene basalt, Mitaki, Sendai city. Analyst, K. Aoki.
7. Anorthositic gabbro, Hokusemmen, Kato-gun, Keisho-nando, Korea. Analyst, Y. Kawano.<sup>3)</sup>
8. Kenningite, Sweden.<sup>4)</sup>

1) 河野義礼・青木謙一郎：火山，4，49~64，1959（印刷中）。

2) 根本忠寛：岩鉱，4，68~80，1930。

3) 河野義礼・藤間峰俊：地学，45，404~412，1943。

4) Buddington, A. F.：前出，235，1939。

## 4. モード及び総化学組成の特性

以上述べた灰長石母岩の化学組成と構成鉱物を Table 2 に示した。荷葉岳と三滝の熔岩は約 40% に達する斜長石斑晶を含んでいるが 有色鉱物斑晶を殆んど含んでいないのが特徴である。高倉山熔岩は約 30% の斜長石の他、相当量の橄欖石、普通輝石及び紫蘇輝石斑晶を含む。三宅島の 1940 年 7 月に灰長石及び橄欖石結晶弾と共に噴出したスコリアは無斑晶に近い。

石基のモードは測定しなかつたが、荷葉岳田沢沢の熔岩のノルム長石は約 73% にも達し、極めて長石に富む岩石である事がこれからもうかがう事が出来る。

三宅島を除く他の熔岩はいずれも  $\text{SiO}_2$  50% 前後の玄武岩質岩類であり、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$  に富み、 $\text{Na}_2\text{O}$  と  $\text{K}_2\text{O}$  に乏しい。特に荷葉岳田沢沢の熔岩は  $\text{Al}_2\text{O}_3$  23.73% にも達し、筆者等が調べた本邦火山岩約 850、外国産火山岩約 1500 にはこの様に  $\text{Al}_2\text{O}_3$  に富むものではなく、今日まで報告された火山岩のうち最も  $\text{Al}_2\text{O}_3$  に富むものである。

## 5. 総化学組成の斑析岩質斜長岩及び斜長岩との類似性

更に興味のある事は荷葉岳熔岩の総化学組成が 深成斜長岩と共存漸移する 斑析岩質斜長岩や kenningite (ケニング岩)・(porphyritic dike rock of anorthosite composition) に極めて近似していることで、前者の例では筆者の一人河野が 1940 年に分析した朝鮮慶尚南道産の斑析岩質斜長岩<sup>1)</sup>で、後者の例は Buddington<sup>2)</sup>の報告したスウェーデン (Table 2) のものである。この様に深成斜長岩に近似した熔岩が存在し得る実例であつて、世界で最初のものであろう。

Table 3. Calculated groundmass compositions of the anorthite bearing volcanic rocks.

	1	2	3	4	5
$\text{SiO}_2$	52.0	54.9	52.3	53.5	54.5
$\text{TiO}_2$	1.2	1.3	1.0	1.3	0.9
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15.9	13.3	15.0	15.7	14.1
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	8.4	6.5	6.6	4.3	6.3
$\text{FeO}$	6.8	8.6	8.9	10.0	9.1
$\text{MnO}$	0.2	0.2	0.1	0.1	0.4
$\text{MgO}$	4.1	3.6	4.3	3.6	3.7
$\text{CaO}$	8.1	7.6	8.5	8.0	8.5
$\text{Na}_2\text{O}$	2.9	3.2	2.6	3.0	1.9
$\text{K}_2\text{O}$	0.2	0.7	0.5	0.3	0.3
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2
Total	99.9	100.1	99.9	99.9	99.9

1. Olivine bearing hypersthene basalt, Tazawa-zawa, Kayodake volcano.
2. Olivine bearing hypersthene basalt, Shiritaka-zawa, Kayodake volcano.
3. Olivine basalt, Umagata-zawa, Kayodake volcano.<sup>3)</sup>
4. Olivine augite hypersthene basalt, Yunosawa, Takakura-yama volcano.
5. Augite hypersthene basalt. Mitaki, Sendai city.

1) 河野義礼・藤間峰俊：前出，1943。

2) Buddington, A.F. : Geol. Soc. Am. Mem. 7, 1939.

3) 河野義礼・青木謙一郎：前出，1959。

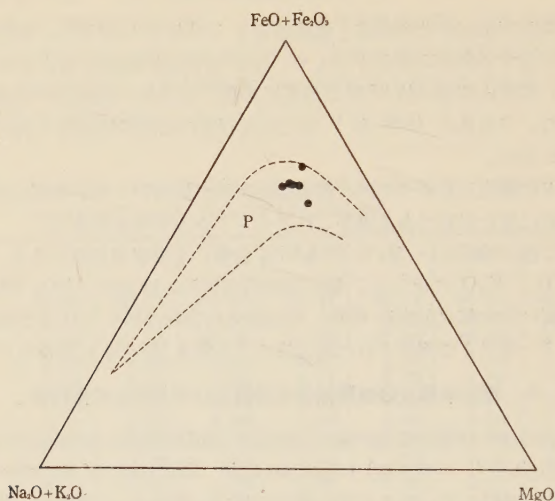


Fig. 1. Composition of the groundmass of the anorthite bearing volcanic rocks plotted in a  $\text{MgO}-\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  diagram. P: differentiation trend of the pigeonitic rock series of the Izu and Hakone district and Kayodake, Komagatake and Iwate volcanic groups in the Nasu volcanic zone.

## 6. 成因的考察

灰長石巨斑晶を含む火山岩の成因に関し、又灰長石の成因に関しては過去に於て多くの学者によつて議論されている。

この様な火山岩類は  $\text{SiO}_2$  47~53% の玄武岩~塩基性安山岩類と 60% 前後の安山岩類に分けられる様であるが、前者がその量に於て圧倒的に多い。

筆者等が研究した荷葉岳、駒ヶ岳、岩手火山群、三宅島及び三滝の灰長石塩基性火山岩類や、八丈島、鳥島、大島、伊豆、箱根地方のものはすべてビジオン輝石質岩系に属している。すでに述べた様に荷葉岳その他の灰長石塩基性岩類はいずれも  $\text{Al}_2\text{O}_3$  と  $\text{CaO}$  に富み、 $\text{Na}_2\text{O}$  と  $\text{K}_2\text{O}$  に乏しい。これら熔岩の石基組成と荷葉岳灰長石玄武岩類とはほぼ同時期に流出した斑晶に乏しい(斜長石 11%, 橄欖石 2%)玄武岩の石基組成を Table 3 に示した。Table 3 No. 1 の荷葉岳灰長石玄武岩と No. 3 の橄欖石玄武岩の石基組成がほぼ一致している事は注目すべき事である。これらの石基組成はいずれも total FeO に富み、MgO に乏しいのが特徴であり、伊豆・箱根地方ビジオン輝石質岩系無斑晶玄武岩—安山岩平均化学組成<sup>1)</sup>に類似し、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  及び  $\text{K}_2\text{O}$  に著しい相違は認められない。

1) 久野 久：火山及び火山岩，1954.



次にこれらの石基組成を  $\text{MgO}-\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  三角形図に点示するとすべて伊豆・箱根地方及び那須火山帯ビジョン輝石質岩系分化径路<sup>1)2)</sup> の最も鉄の濃集した区域に入り、分化作用の中期を示している。

以上の事から筆者等は 灰長石塩基性火山岩類は高温且つ粘性の低いソレーアイト質マグマからはほぼ完全な平衡条件下に於てゆつくりと灰長石、橄欖石及び輝石類が晶出し、重力分化によつて有色鉱物が取去られ、灰長石が浮上したマグマの固結したものであると考える。荷葉岳田沢沢の灰長石玄武岩は最も重力分化が良く行なわれ、多量の灰長石が浮上し、一方有色鉱物が殆んど完全に取去られたものと考えられる。一方高倉山熔岩は荷葉岳のものほど充分でなかつた為相当量の有色鉱物が存在している。石川<sup>3)</sup> や太田<sup>4)</sup> は灰長石玄武岩～安山岩の成因を マグマのアルミナ質岩石の混成作用と考えているが、一方勝井<sup>5)</sup> が摩周湖のものについて、 $\text{K}_2\text{O}$  やノルム Wo の増加がないのでアルミナ質岩石の混成作用はあまり大きくなかつたと考えている。筆者等の研究した熔岩も同様でありノルム Wo、 $\text{K}_2\text{O}$  が非常に少なく、かつ総化学組成又は石基組成をみた場合、すでに述べた様に total FeO が多く MgO が少ないのは混成作用では全く説明がつかない。

しかしながら  $\text{SiO}_2$  60% 前後の灰長石を含む安山岩類は紫蘇輝石質岩系のものであり、樽前火山はその好例である。これは石川<sup>3)</sup> や太田<sup>4)</sup> が述べている如くアルミナ質岩石の混成作用によつて生成された可能性もあるが、上記含灰長石塩基性火山岩類が花崗岩質岩類を同化しつつ分化したマグマ中に灰長石が分別されずに残された可能性もあり、この成因については今後更にくわしい研究を行なう必要がある。

なお、この研究には文部省科学研究費（昭和 33 年度）の一部を使用した。

1) 久野 久：前出，1954.

2) 河野義礼・青木謙一郎：前出，1959.

3) 石川俊夫：前出，1951.

4) 太田良平：前出，1958.

5) 勝井義雄：前出，1955.

## 火山岩中のジルコンに関する研究 —九州地方産安山岩中のジルコンについて—

Zircons in volcanic rocks  
—Zircons in andesite from Kyusyu—

山 本 敬 (Takashi Yamamoto)\*

### 1. ま え が き

深成岩とくに花崗岩中の副成分鋇物ジルコンにかんする研究には、九州大学の 冨田達教授を中心とする研究協力者によつて、賞讃されるべき幾多の業績<sup>1)-3)</sup> がある。これとともに諸外国の学者によつても深成岩中のジルコンの岩石学的、鋇物学的 研究成果があげられている。それらの結果、最近の火成岩成因論上 ジルコンの果す役割はひじょうに大きく評価されつつある。

これに反して、火山岩中に微量ではあるが殆んど 普遍的に含有される ジルコンについての研究は今日までほとんど行われていない現状である。

そこで火山岩とくに先ず九州地方の安山岩を選び、それらのなかに含まれる ジルコンにかんして、岩石の時代別・種類別或はそれらの属する地域別・火山帯別 などによつて、ジルコンの物理的性質、とくに色・結晶の大きさ・伸長比・晶相・晶癖 その他の性質の間に、何らかの異同・特質が認められるであろうか、そして 更に将来の発展課題として、上記の諸性質にもとづいて、マグマにおいて行われたと考えられる諸作用 すなわち、晶出分化作用又は同化作用・混成作用等の証拠が ジルコン自身に 求められはしないかという目標のもとにこの研究をはじめた次第である。

ここに、筆者にこの研究を勧められ、たえず激励と御教示を賜わり、かつ 草稿を丁寧

に御校閲して頂いた九大・冨田教授に衷心から御礼申上げる。

### 2. 試 料

試料には、筆者が過去数年以上にわたつて調査研究し、地質や 岩石が比較的よくわかつて

いる熊本・鹿児島両県地域にまたがり、主として輝石安山岩より 構成される第三紀の火山岩区である“肥薩火山区”(仮称)の岩石およびこれを含む琉球火山帯(第三紀

および第四紀を含めて)中の主な輝石安山岩類ならびに 雲仙岳・由布岳・両子山 およ

\* 九州工業大学鋇山学教室

1) Tomita, T. : Mem. Fac. Sci. Kyusyu Univ., Ser. D, Geol., 4, 135~161, 1954.

2) 冨田 達 : 地球科学, 26-27, 36~51, 1956.

3) Tomita, T. & Karakida, Y. : Mem. Fac. Sci. Kyusyu Univ., Ser. D. Geol., 8, 25~34, 1958.

第 1 表 岩 石 試 料

地 域	地質年代	試料番号	岩 石 名	産 地
肥 薩 火 山 区	第 三 紀	1	Hypersthene-augite andesite (Propylite)	鹿児島県大口市, 大口鉱山
		2	Olivine-bg. augite-hypersthene andesite (桜野上場熔岩)	熊本県水俣市桜野上場
		3	Hypersthene-augite andesite (亀齢峠熔岩)	熊本県水俣市亀齢峠
		4	Augite-hypersthene dacite-andesite (湯出熔岩)	熊本県水俣市湯出
		5	Hypersthene-augite andesite (上場熔岩)	鹿児島県出水市大川内上場
		6	Olivine-hypersthene-augite andesite (矢城熔岩)	熊本県水俣市矢城
		7	Olivine-hypersthene-augite andesite (大関山熔岩)	熊本県水俣市大関山
		8	Hypersthene-augite andesite (矢管岳熔岩)	熊本県水俣市矢管岳
		9	Hypersthene-augite andesite (加久藤熔岩)	宮崎県加久藤町牧ノ原
		10	Augite-bg. hypersthene-hornblende-andesite (矢岳熔岩)	鹿児島県出水郡長嶋, 矢岳
		11	Hypersthene augite-bg. andesite (行人岳熔岩)	同上, 行人岳
		12	Hypersthene-bg. hornblende andesite	熊本県水俣市, 市渡瀬
		13	Plagio-rhyolite	鹿児島県大口市, 大口鉱山
霧 島 火 山	第三紀	14	Olivine-pyroxene andesite (牧園熔岩)	鹿児島県牧園町轟木
		15	Olivine-pyroxene andesite (佐賀利熔岩)	同上, 万膳瀬ノ迫
	第四紀	16	Olivine-bg. pyroxene andesite (栗野熔岩)	鹿児島県牧園町万膳
		17	Pyroxene andesite (大浪池熔岩)	鹿児島県牧園町硫黄谷
		18	Pyroxene andesite (霧島新期熔岩)	宮崎県飯野町有島
	第四紀	19	Pyroxene andesite (桜島大正熔岩)	鹿児島県桜島



地 域	地 質 年 代	試 料 番 号	岩 石 名	産 地
俵山火山	第三紀	20	Pyroxene-hornblende andesite (阿蘇俵山熔岩)	熊本県阿蘇郡俵山
阿蘇火山	第四紀	21	Pyroxene andesite (阿蘇中岳熔岩)	熊本県阿蘇中岳
		22	Pyroxene andesite (阿蘇高岳熔岩)	熊本県阿蘇高岳
雲仙火山	第四紀	23	Biotite-hornblende andesite (眉山熔岩)	長崎県島原市眉山
		24	Biotite-hornblende andesite (妙見岳熔岩)	長崎県雲仙妙見岳
由布火山	第四紀	25	Hornblende andesite	大分県由布岳
両子火山	第四紀	26	Pyroxene-bg. hornblende andesite	大分県両子山
姫島火山	第三紀	27	Biotite-hornblende andesite	大分県姫島

姫島などの、いわゆる大山火山帯に属する角閃石安山岩類その他から任意に選んだ安山岩から分離したジルコン結晶を肉眼ならびに顕微鏡下の観察・測定を試料とした。第1表には上述の岩石試料を示した。

### 3. ジルコンの分離

火山岩類中に含有されるジルコンの量は花崗岩その他の酸性岩類における場合の1/10~1/50以下、ときにはそれより著しく少く、一般には極めて微量である。故に観察および測定に必要な程度の量のジルコンをうるためには花崗岩などの場合よりもはるかに多量の岩石試料を必要とする。つぎに安山岩中のジルコンの大きさは、まれには長さ0.5mmに達するものがあるが普通には、長さ0.05~0.15mm、巾0.03~0.07mm程度である。故に単体分離されたジルコン結晶をうるためには岩石試料は大体-70mesh以下に粉碎することが必要である。

分離法：火山岩中のジルコンを分離するには岩石数kg程度を用い、-70meshに粉碎し、これを数個にわけ、ビーカー又はその他適当な容器<sup>1)</sup>に入れ水を加えてpanningを行う。

磁鉄鉱その他比重の大きい

1) 平底の洗面器などが適当である。

黒色鉱物を指示鉱物として、それらを洗い流さないように panning すると黒色鉱物群の中に濃縮されたジルコンを得る。

Panning を繰り返して丁寧に行えば、肉眼的に殆んど黒色鉱物のみと認められるものが得られる。数個にわけた試料毎に同様な操作を行い、最後に残った黒色鉱物を集めて乾燥させる。これらの黒色鉱物は、殆んど磁鉄鉱・チタン鉄鉱・輝石・角閃石などの有色鉱物およびジルコンに限られ、長石および石英などの軽い鉱物は殆んど含まれない。

次に上述の比重選鉱による産物を磁力選鉱する。筆者が使用した磁選器は日本磁力選鉱 K. K. (福岡県戸畑市) 製の "high flux magnetic tester"<sup>1)</sup> と称されているもので、試料を少量づつとり、はじめに比較的弱磁場 (約 5000 ガウス) のもとの磁鉄鉱を除去し次に高い磁場 (約 15000 ガウス) で輝石・角閃石などの有色鉱物を除去する。これを 2~3 回繰返すと非磁性鉱物として残るものは殆んどジルコン結晶のみである<sup>2)</sup>。

上記のようにして得られたジルコンを肉眼にて、その色 (群色) を観察した。一方これをバルサムでスライドガラスに封じこみ、顕微鏡下で観察ならびに測定した。以下その結果を述べよう。

#### 4. ジルコンの色 (群色)

地質年代を異にする多くの深成岩中のジルコンの自然光下での色 (群色) には種々の色調があり、しかも一般に同一時代に属する岩石中のジルコンは大体同様な色合い (hue)・色調 (tone) を示すことが富田教授らによつて認められ、逆にそれより花崗岩類の対比と地質年代の推定に利用されている。

火山岩とくに第三紀および第四紀の安山岩中のジルコンにかんして筆者が本論文で取扱つた試料は第 1 表に示すように九州産の、しかもごく小数の例にすぎないが、その範囲では、色 (群色) には淡紅色・ピンク色ないし淡いピンク色・無色・淡灰色・黄褐色ないし淡い黄褐色などを示す。これらを第 2 表の如く分類した。表からわかるとおり、第三紀の輝石安山岩の殆んど大部分がピンク色ないし淡いピンク色を示し、小数のものが淡紅色又は無色を呈する。

第 2 表の I に示した淡紅色ジルコンを含む岩石は肥薩火山区地域で、噴出時代の早期に属するもので、年代は中新世末期又は鮮新世初期 ( $H_1$ ) と推定されるものであり、(1) の紫蘇輝石・普通輝石安山岩は大口金銀石英脈鉱床の母岩をなすもので、(13) の流紋岩は (1) の岩石を貫き、同鉱床のいわゆる姉妹岩と考えられているものである。

II のピンク色ないし淡ピンク色ジルコンを含む岩石のなかで (3) より (8) までは肥薩火山区の代表的なもので、年代は鮮新世初期ないし末期の間に噴出したと考えられるもので、それらの間における時代的差異は認められないが熔岩噴出の順序は大体におい

1) 直流の高磁力分離試験器で最高 16000~20000 ガウスの磁束を有する。簡単な装置であるが、作業能率は Franz の magnetic separator よりもかえつてすぐれている。

2) ただし黄鉄鉱や、殆んど非磁性に近いある種のチタン鉄鉱などが岩石中に含有される場合にはジルコン濃縮中に同時に含まれる。また最初の panning が充分でないと長石や石英などが混入されることがある。これらは弗酸で処理すると溶け去る。

第2表 ジルコンの肉眼による色

区分	色 (群色)	母 岩	名	産 地	地質年代
I	淡紅色ないし ピンク色	(13)* Plagio-rhyolite		鹿児島県大口市, 大口鉱山	第三紀
		(1) Hy-ag. andesite		同上	"
II		(3) Hy-ag. andesite (亀齢峠熔岩)		熊本県水俣市亀齢峠	第三紀
		(4) Ag-hy. dacito-andesite (湯出熔岩)		熊本県水俣市湯出	"
		(5) Hy-ag. andesite (上場熔岩)		鹿児島県出水市上場	"
		(6) Ol-hy.-ag. andesite (矢城熔岩)		熊本県水俣市矢城	"
		(7) Ol-hy.-ag. andesite (大関山熔岩)		" " 大関山	"
	ピンク色	(8) Hy-ag. andesite (矢筈岳熔岩)		" " 矢筈岳	"
		(9) Py. andesite (加久藤熔岩)		宮崎県加久藤町牧ノ原	"
		(10) Ag.-bg. hy.-ho. andesite (矢岳熔岩)		鹿児島県出水郡長嶋, 矢岳	"
	淡いピンク色	(11) Py. andesite (行人岳熔岩)		" " 行人岳	"
		(12) Hy-ag.-ho. andesite		熊本県水俣市市渡瀬	"
		(15) Ol.-py. andesite (佐賀利熔岩)		鹿児島県牧園町万膳	"
		(23) Bi.-ho. andesite (眉山熔岩)		長崎県島原市眉山	第四紀
		(24) Bi.-ho. andesite (妙見岳熔岩)		長崎県雲仙妙見岳	"
III	無色ないし	(27) Py.-bg. ho. andesite		大分県面子山	"
	淡灰色	(16) Ol.-bg. py. andesite (栗野熔岩)		鹿児島県牧園町, 万膳	第三紀
		(17) Py. andesite (大波池熔岩)		" " , 硫黄谷	第四紀
		(25) Ho. andesite		大分県由布岳	"
IV	黄褐色ないし	(18) Py. andesite (霧島新期熔岩)		宮崎県飯野町	第四紀
	淡黄褐色	(20) Py.-bg.ho. andesite (阿蘇俵山熔岩)		熊本県阿蘇, 俵山	第三紀
		(21) Ag.-hy. andesite (阿蘇中岳熔岩)		" " , 中岳	第四紀

\* ( ) 内の番号は第1表の試料番号とおなじ。



て (3) から (8) に向つて、古い方から新しいものへ配列した。また (9), (10) および (11) の岩石も広義の同火山区に属し、時代的にはこれらとほぼ同時と思われる。岩質の点でも上述の (3) から (11) までの岩石の大部分が同質または類似のもので紫蘇輝石・普通輝石安山岩である。

なお以上の岩石のほか、雲仙火山の 眉山および妙見岳の 黒雲母・角閃石安山岩中に含有されるジルコンも淡いピンク色を示し、この群に属する。さらに 大分県両子火山の 紫蘇輝石安山岩中のものもこれに入る。

ここで雲仙火山および両子火山の岩石は第四紀のものであり、これらが 肥薩火山区の第三紀の岩石と同系の色を示すことは注目に値する。

次に III の無色ないし淡灰色を示すものには霧島火山の古期熔岩 (第三紀) と思われている、いわゆる栗野熔岩 (含かんらん石・輝石安山岩)、同じく霧島火山の第四紀の大浪池熔岩 (輝石安山岩) および大分県由布岳火山熔岩 (角閃石安山岩) がある。

最後に、非常に興味深いのは、IV の黄褐色ないし淡黄褐色味を呈するもので、宮崎県飯野町に、熔岩流として露出する 霧島火山新期熔岩 (輝石安山岩) のジルコンがこれに属する。そのほか、阿蘇俵山の熔岩 (含輝石・角閃石安山岩、第三紀) および阿蘇中岳熔岩 (紫蘇輝石・普通輝石安山岩・第四紀) のジルコンが淡黄色味を帯びる。

以上述べたように、第三紀および第四紀の安山岩中のジルコンの色 (群色) は大体において時代によつて差異があり、時代の古い岩石中のものが新しい岩石中におけるものに比較して色が濃く、後者では淡い傾向がある。しかしその例外も少なくなく、例えば第三紀の肥薩火山区の多くの輝石安山岩と第四紀の雲仙火山 その他の岩石中のジルコンとの間には色の相違は殆んど認められない。しかし後述する如く結晶の大きさ・晶相 および晶癖などでは著しい差異がある。また霧島火山新期熔岩の如く、有史以後の若い岩石中に含有されるものが、濃い色の、すなわち、黄褐色を示す事実は注目すべきことと云わねばならない。

なおこの問題については後で顕微鏡下の観察結果の事実に従つて考察したい。

## 5. 結晶の大きさ・伸長比

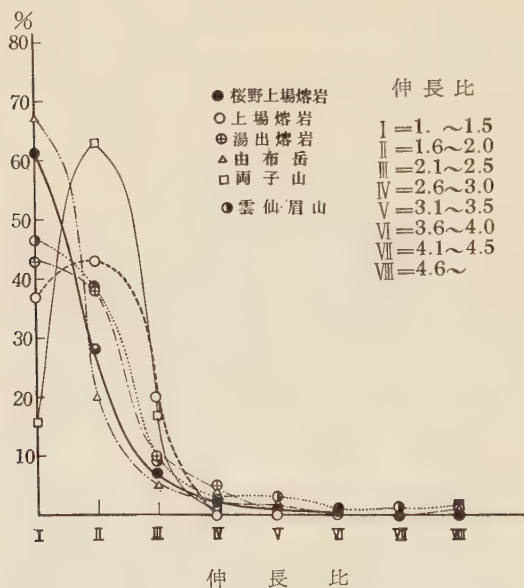
大きさ：安山岩中のジルコンの大きさは前述したように一般に細粒で大体  $0.04 \times 0.02$  mm ないし  $0.35 \times 0.10$  mm の粒状結晶が多く時には長さ  $0.45$  mm 程度に達する長柱状結晶がある。次に輝石安山岩と角閃石安山岩および流紋岩におけるものとを比較すると、前者のジルコンが後者のそれよりさらに一般に、より細粒である。すなわち、輝石安山岩の場合には、ジルコンの大きさは約  $0.04 \times 0.02$  mm ないし  $0.25 \times 0.10$  mm、まれには  $0.25 \times 0.05$  mm に達することがあるが、大部分は  $0.15 \times 0.07$  mm 以下の大きさを有する。

一方、角閃石安山岩および流紋岩では、ジルコンの大きさは約  $0.08 \times 0.05$  mm ないし  $0.25 \times 0.15$  mm の粒状結晶であり、時には  $0.40 \times 0.05$  mm の長柱状結晶がある。

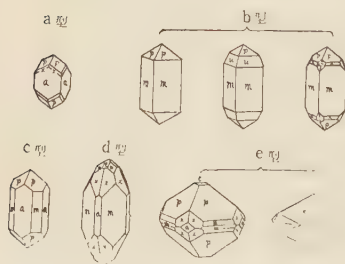
伸長比：次に数個の代表的な岩石におけるジルコン結晶の伸長比 (L/B) を測定し、その大きさの範囲を第3表の如く I より VIII までの8群に区分し、各群の頻度を同表に示した。

次にこの表にもとづいて第1図に伸長比一頻度曲線を示した。図表から明らかな如く

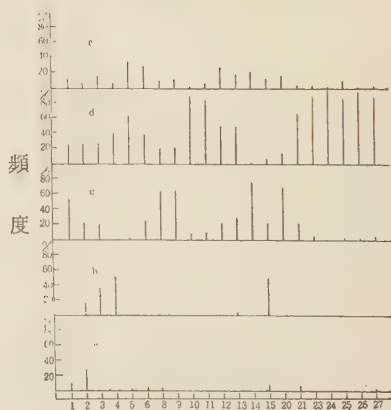
第 1 図



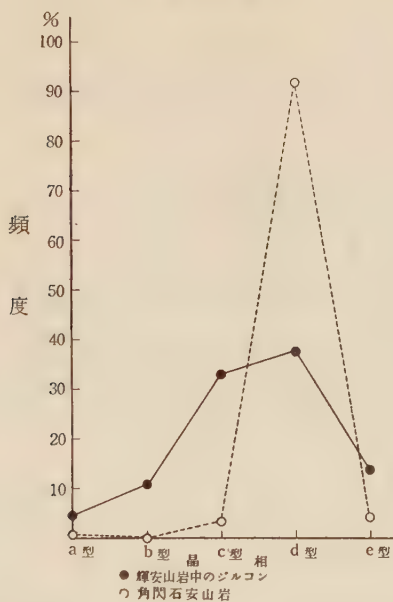
第2図 ジルコンの主な晶相型



第 3 図

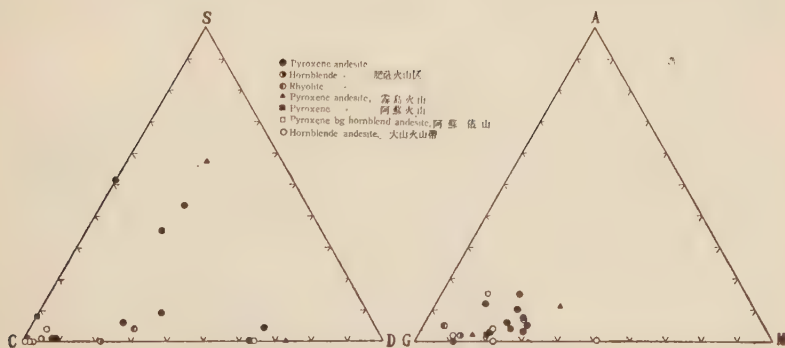


第 4 図



第 5 図 S-C-D 図

第 6 図 A-G-M 図





第 3 表

		伸 長 比 (L/B)							
	群	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
	L/B	1~1.5	1.6~2.0	2.1~2.5	2.6~3.0	3.1~3.5	3.6~4.0	4.1~4.5	4.6~
	No.								
頻度 (%)	1	61	28	7	2	1	1	0	0
	2	37	43	20	0	0	0	0	0
	3	43	38	10	5	1	1	0	1
	4	44	38	9	2	3	1	1	2
	5	16	63	17	1	1	0	0	2
	6	67	20	5	3	2	0	1	2

No. 1 Zircons in hypersthene-augite andesite, 亀齡峠熔岩

No. 2 " " " " , 上場熔岩

No. 3 " in augite-hypersthene dacite-andesite, 湯出熔岩

No. 4 " in biotite-hornblende andesite, 雲仙眉山熔岩

No. 5 " in pyroxene-bg. hornblende andesite, 両子山

No. 6 " in hornblende andesite, 由布岳

伸長比 I (1~1.5) の範囲又は II (1.6~2.0) の範囲のものが著しく多い。故に伸長比 1~2.0 の範囲のものが全体のほぼ 80% 内外を占める。そして伸長比の大きい例えば 3.1 以上のものは 1% 以下である。

ここで輝石安山岩と角閃石安山岩の場合とを比較するのに全体的傾向では一致するが、輝石安山岩中のジルコンで、第 I 群よりも第 II 群の方が頻度が大きい場合 (肥薩火山区上場熔岩) がある。

また伸長比の大なるものについてみれば、角閃石安山岩中には輝石安山岩に比較して、伸長比の大なるものが僅かながら多い。

輝石安山岩類の中で肥薩火山区のもの伸長比がとくに小で殆んど 2.5 以下である (第 8 図, 1~6)。

## 6. 晶相および晶癖

晶相: 前述したように安山岩中のジルコンは多くは細粒または樽状の自形結晶で、少数のものが長柱状の自形結晶である。上記のほか時に耐蝕その他によつて丸味を呈するもの、または破砕形を呈するもの、またはその他の不規則な形状を示すものが認められる。

自形結晶の晶相は様々であるが、そのなかで第 2 図に示す如き 5 つの型のものが最も普通である。今これを a, b, c, d および e 型とし、これら 5 つの型における頻度を第 4 表および第 3 図に示した。図表から明らかなように、5 つの型のうちで、c, d および e 型の頻度が大きく、a および b 型は比較的に小である。次に頻度の比較的大なる c, d および e 型の 3 つの型のうちでは、一般に、d 型の頻度が最も大である。

次に第 4 図に示すように輝石安山岩中のジルコンと角閃石安山岩中のジルコンとを比較すると、一般に、後者において d 型の頻度が著しく大で、他の型は無視される程度に小である。これに対し輝石安山岩中のジルコンでは、d 型結晶の頻度が最大ではあるが、そ

第 4 表

## A. 琉球火山帯

区 域	地質年代	番 号	晶相型 (百分比)					晶 相 比			晶 癖 比		
			a	b	c	d	e	S	D	C	A	M	G
肥薩 火山区火山岩	第 三 紀	1	9	0	54	25	12	9	52	39	12	14	74
		2	28	16	23	26	7	43	23	34	15	22	63
		3	0	36	21	27	16	35	21	44	3	20	77
		4	0	51	0	41	8	51	0	49	5	29	66
		5	1	0	1	63	35	1	1	98	4	25	71
		6	6	0	25	40	30	6	25	69	6	23	71
		7*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		8	4	0	64	21	11	4	65	31	0	11	89
		9	0	0	66	22	12	0	63	37	10	24	66
		10	1	0	8	89	2	1	8	91	3	29	68
		11	1	0	9	84	6	1	9	90	7	27	66
		12	0	0	22	50	28	0	22	78	2	12	86
		13	0	4	29	49	18	4	29	67	5	6	89
霧島火山	第三紀	14	0	0	77	1	22	0	78	22	2	15	83
		15	9	49	22	7	13	57	22	21	11	35	54
	第四紀	16*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		17*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
桜島火山	第四紀	18*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		19*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
阿蘇火山	第三紀	20	0	0	70	14	16	0	64	36	15	13	72
	第四紀	21 22*	7 —	0 —	22 —	67 —	4 —	8 —	0 —	92 —	2 —	19 —	79 —

## B. 大山 (白山) 火山帯

雲仙火山	第四紀	23	1	0	5	90	4	1	5	94	4	20	76
		24	0	0	0	98	2	0	1	99	7	27	66
由布火山	第四紀	25	0	0	3	7	10	0	3	97	2	10	88
両子火山	第四紀	26	0	0	2	96	2	0	2	98	0	22	78
姫島火山	第四紀	27	4	0	5	88	3	4	5	91	0	51	49

\* ジルコンの結晶粒が、きわめて微量が破碎，融蝕又はメタミクト化作用をうけているために晶相・晶癖が不明なるもの。

Nos. 19, 22 は極めて僅かしかジルコンを含まない。

Nos. 7, 16 は破砕片や融蝕されたものが多く晶相晶癖は不明確。

Nos. 17, 18 は殆んど全ての結晶がメタミクト化作用を受けているため晶相・晶癖不明である。

のほかc型およびe型も可成り大である。b型ジルコン結晶は輝石安山岩では稀には50%も含まれていることがあるが一般には殆んど含まれない。またa型ジルコン結晶は輝石安山岩および角閃石安山岩の両方に含有されるが、その頻度は一般に非常に小である。

次に、a型およびb型を Tracht-S<sup>1)</sup>, c型を Tracht-D, d型およびe型を Tracht-Cとし、これら3者の関係を S-C-D 三角図に示すと第5図の如くである。この図において輝石安山岩の場合と角閃石安山岩の場合とを比較するのに、後者のジルコンは殆んどc頂点よりにおちるもののみであるが、前者では可成りばらつた範囲に散布的に分布する。

輝石安山岩中のジルコンで肥薩火山区に属するものは大体において次の3群に分けられるようである。すなわち(1) S値が小でC値にとむもの、(2) S値が小でD値に比較的とむもの、および(3) 比較的S値にとむもの。このうち、(1)に属する岩石は野外および室内研究の結果、マグマの混成又は同化作用<sup>2)</sup>が顕著に行われたと考えられるものであつてその他はその影響が少いと考えられる岩石である。

晶癖：次にジルコンの晶癖を富田に従い、A, M および G 型<sup>3)</sup>の三型に分類し、各々の間における関係図を第6図に示した。本図を富田<sup>1)</sup>の花崗岩その他の深成岩中のジルコンの A-G-M 図と比較すると、深成岩中のジルコンでは大体においては  $A \approx 0$  又は  $M \approx 0$  なる2群に分けられる傾向が認められるが、安山岩中のジルコンの場合には  $A \approx 0 \sim 15\%$  (そのうちの大多数が10%以内)、 $G \approx 50 \sim 90\%$  の範囲内にあつて<sup>4)</sup> 比較的密集してあり、深成岩中のジルコンの晶癖とはかなり異つた傾向を示す。

次に、輝石安山岩中のジルコンと角閃石安山岩中のジルコンとを比較すると、後者には前者に見られるようなAの大きいものがない。

## 7. 不規則形状のジルコン

前項で述べた種々の晶相を示す結晶のほかに、次の如き種々の不規則な形状を呈するジルコンが顕微鏡下に観察される。すなわち、

- 1) 融蝕又は磨耗されて丸味を呈するもの
- 2) 破碎形を呈するもの<sup>5)</sup>
- 3) いわゆる metamictization の結果コロナ構造を呈するもの

- 1) 富田(1958)にならい、Niggli 分類(Niggli, 1924, 641)に準じた。
- 2) 肥薩火山区全域についての岩石の岩石学的研究から本源マグマが堆積岩を混合同化した影響が大きいと考えられる。
- 3) 富田により、晶癖を柱面の相対的の広さによつて次の如く分類した。

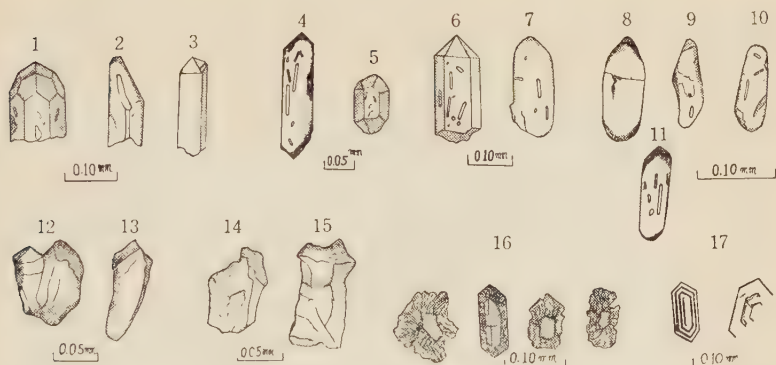
晶癖 A ; a 面のみ、又は  $a > 2m$   
 " M ; m 面のみ、又は  $m > 2a$   
 " G ;  $2m > a > m$  又は  $2a > m > a$

- 4)  $A \approx 0$ ,  $G \approx M$  の点は姫島火山の角閃石安山岩中のジルコンである。

5) 破碎形を呈するものには試料粉碎の際に破碎されたものも当然考えられる。しかしある試料では殆んど破砕片を含まず、また別の岩石試料では、破砕片を多量に含む。岩石試料は先づ荒割りした後、crusher でくだき、鉄の乳鉢で粉碎した。粉碎に要する時間は岩質によつて異なるが 70 mesh の資料を元の岩石の 1/3 量うる程度ですまし、長く時間をかけることによつて、結晶片が破碎されるのを少くした。



第 7 図



1～3 : 湯出熔岩 (No. 4), 4, 5 : 長嶋・矢岳熔岩 (No. 10), 6, 7 : 上場熔岩 (No. 5), 8～11 : 加久藤熔岩 (No. 9), 12, 13 : 栗野熔岩 (No. 16), 14, 15 : 大関山熔岩 (No. 7), 16 : 霧島火山新期熔岩 (No. 18), 17 : ジルコンの累帯構造

上記のうち (1) および (2) は同一試料中に同時に含有されることもあるが、その場合には普通 2 者のうちの何れかが他に比較して優っている。例えば上場熔岩 (No. 5)、湯出熔岩 (No. 4) および加久藤熔岩 (No. 9) では第 7 図 2 および第 7 図 6～11 の如き融蝕されて丸味を帯びるものが多いが、破砕片も少量認められる。一方、栗野熔岩 (No. 16)、大関山熔岩 (No. 7) や阿蘇中岳熔岩 (No. 21) の場合には、殆んど大部分の結晶が metamictization を受けたために晶相が明瞭には確認出来ないことがある (第 7 図 16)。

## 8. ジルコンの metamictization について

ここに取扱ったジルコンの中でいわゆる metamictization を受けたものは、霧島火山新期熔岩において第 7 図 16 および第 8 図 8 に示すように、結晶の内核は変質しない正常ジルコンでその周囲から、等方性又は弱い複屈折を示す淡黄褐色の物質によって変質交代されて、一種のコロナ構造を示すものであるが、なかには結晶全体が殆んど変質されているものがある。なおこのような metamictization によるコロナ構造を呈するものは上記のほか、大口産の紫蘇輝石・普通輝石安山岩 (変朽安山岩) その他 2, 3 の岩石中にもまれに認められる。コロナ構造の、淡黄褐色を呈する物質は恐らく放射能解離による産物であろう。

この論文で取扱った岩石試料のなかでは、地質時代の最も若い霧島火山新期熔岩中に含有されるジルコンの殆んどすべてが malacon 化作用を受け淡黄褐色に変じている事実はきわめて興味深い注目すべきことと云わねばならぬ。

ジルコンの metamictization, すなわち malacon 化作用は、富田の談話によれば、

第8図 ジルコンの顕微鏡写真



1 : 桜野上場熔岩 (No. 2) (肥薩火山) 晶相は a, b, c および d 型が殆んど同程度含まれる ( $\times 42$ ), 2 : 龜嶺峠熔岩 (No. 3) (同上) 晶相は b および d 型が多く c および e 型がこれにつぐ ( $\times 42$ ), 3 : 湯出熔岩 (No. 4) (同上) 融蝕されて丸味をおびたり, 又は破砕片を含む。ジルコンの晶相は殆んど b および d 型である ( $\times 42$ ), 4 : 鹿児島県長嶋, 矢岳熔岩 (No. 10) 晶相は殆んど大部分が d 型で角閃石安山岩中のジルコンに酷似する ( $\times 42$ ), 5 : (同上), 行人岳熔岩 (No. 11) 第4図の場合と類似する ( $\times 42$ ), 6 : 鹿児島県大口鉱山産流紋岩中のジルコン (No. 13) 晶相は c, d および e 型, ときに長柱状結晶が認められる ( $\times 42$ ), 7 : 牧園熔岩 (霧島火山) (No. 14) ジルコンの破砕片を多量含む ( $\times 42$ ), 8 : 霧島火山新期熔岩 (No. 18) ジルコンはメタミクト化作用を受けて特異なコロナ構造を呈する ( $\times 42$ ), 9 : 阿蘇・俵山熔岩 (No. 20) 破砕片を著しく多く含む。不規則形状のもの大部分はイルメナイト。 ( $\times 42$ ), 10 : 雲仙火山, 妙見岳の黒雲母・角閃石安山岩中のジルコン, 既述の輝石安山岩中のものに比し結晶が著しく大である (No. 24) ( $\times 42$ ), 11 : 大分県, 由布岳 (No. 25) 大部分が短く太い d 型結晶であるが長柱状も含まれる ( $\times 42$ ), 12 : 同上, 姫島 (No. 27) 黒雲母・角閃石安山岩。10 および 12 のジルコンは殆んど d 型結晶である ( $\times 42$ )

次の3要因, すなわち

- 1) ジルコンが *metamict* になる条件, すなわち主としてジルコンの結晶構造
- 2) 放射能源 (U, Th など) がジルコン結晶の内部にあつたか又は外部にあつたか
- 3) 時間の経過

などに支配されるという。

霧島新期熔岩中のジルコンの *metamictization* は上述のどれに基因するものであろうか。

ジルコンが捕獲結晶として, 古い時代の岩石から由来したものであろうか或はそのジルコンの結晶構造上, *metamict* され易い条件が備わつていてそれに支配されたものか, 又は放射能源の問題にあるのか, 何れも可能性のある因子として考えられようがしかしこの問題については資料が貧弱であり今後の研究にまつこととし, ここでは事実だけをあげて成因問題には触れないこととする。

## 9. 累 帯 構 造

ジルコン結晶のなかには稀に累帯構造を示すものが認められる, すなわち, 大分県両子火山熔岩および肥薩火山区の 矢筈岳火山熔岩などのジルコン中に第7図 17 に示す如き累帯構造を示すものがあるが, 一般には安山岩中のジルコンの場合には少いようである。

## 10. ジルコンの包有物

ジルコン中には, 岩石試料の相違によつて包有物を殆んど含まないものと著しく多量に含むものとが認められる。例えば 上場熔岩・加久藤熔岩・長島・行人岳および同矢岳熔岩・雲仙火山眉山・妙見岳および両子火山熔岩中のジルコン中には屢々多量の包有物を含有する。

包有物は多くは細長い針状結晶で (燐灰石と思われる), 一般にジルコンの伸長方向と平行である。そのほか滴状物質などを含む (第7図 1~11)。

## 11. 要 約

九州地方の主な安山岩類, すなわち第三紀琉球火山帯に属する 肥薩火山口の 輝石安山岩類, 第四紀琉球火山帯の代表的輝石安山岩類および第四紀の火山である, いわゆる 大山火山帯に属する雲仙, 由布岳および両子山などの 角閃石安山岩類その他に 副成分として含有されるジルコンを分離し, 主にその色 (群色)・結晶形・品相・晶癖などを 観察測定した結果を簡単に要約すると次のとおりである。

1) 肉眼観察によるジルコンの色 (群色) はここに取扱つた試料では (1) 淡紅色ないしピンク色, (2) ピンク色ないし淡いピンク色, (3) 無色ないし淡灰色, (4) 黄褐色ないし淡黄褐色に分類されるが, これらのうち第三紀の岩石中のものは殆んど (2) に属し, 第四紀の岩石中のものは (2) および (3) に属する。またまれに (4) の色を示す場合がある。

琉球火山帯での第三紀安山岩中のジルコンと 第四紀安山岩中のジルコンでは 一般に前者が淡いピンク色を帯びるのに対して後者はピンク色を示さず, 無色, 灰色, 淡黄褐色などを呈する。しかし一般に第四紀安山岩中に含有されるジルコンは, 第三紀の岩石に



比較してその量が著しく少いかまたは桜島・阿蘇などにおける如く殆んど含まれない<sup>1)</sup>。

2) 安山岩類中のジルコン結晶の大きさは一般に きわめて小さいが 輝石安山岩中のジルコンは角閃安山岩中のジルコンよりもさらに小さい。すなわち 前者では  $0.04 \times 0.02$  mm ないし  $0.25 \times 0.10$  mm, 後者では  $0.08 \times 0.05$  mm ないし  $0.25 \times 0.15$  mm の粒状結晶が普通であるが長柱状結晶も少量認められる。

次に伸長比は全般的にみて 1~2.0 の範囲のものが 80% を占める。そのうち 1~1.5 又は 1.6~2.0 のものがピークを示す。

3) 次に晶相および晶癖を夫々 5 型および 3 型に 分類し各々の頻度 および関係図を作製した。その結果、明らかに安山岩中のジルコンの 晶相および晶癖と 深成岩中のジルコンのそれとは異なる傾向がみられる。また 輝石安山岩中のジルコンと角閃石安山岩中のジルコンとを比較すれば、両種の間には可成り相違がみられる。

また一つの火山区域内ではジルコン結晶の晶相および 晶癖には類似性があるか 否かはこれから研究を進めてゆく段階であつて現在のところまだ不明であるが、肥薩火山区の輝石安山岩中のジルコンを例にとると、それらの間には可成りの差異が認められる。しかし例えば琉球火山帯と大山火山帯の岩石中のジルコンとの間には明かに相違が認められる。

4) 多くの岩石中にはジルコンの自形結晶のほか融蝕されて、または磨耗されて 丸味を帯びるものや、或は破碎された結晶片を多量に含むことがある。破碎結晶の一部は 勿論岩石粉碎時におけるものもあるが 殆んど同じ方法で同じ程度に粉碎し 分離したジルコン中に、殆んど破砕片を含まず 自形結晶のみの場合が少くないのに対し、一方ある試料では著しく多量の破砕片を含む事実などから考えると、破碎結晶はジルコン自身の 破碎性に差異がない限りでは、岩石の粉碎以前からすでに 破砕されていたのではないかと思われる。

そうであるとすれば、融蝕形又は破砕片を普遍的に含む岩石では、マグマの混成作用又は同化作用が行われたと推定される 有力な証拠としてこれらが 考えられはしないか。例えば肥薩火山区の岩石で鬼岳系および 上揚系の岩石のジルコンに 融蝕形を示すものが多く、矢岳熔岩には少いことは、前者ではマグマの 混成作用・同化作用が有力に働き、後者ではそれが少いと筆者が、岩石学的ならびに 岩石化学的研究から 結論したことを裏がきするものではなからうか。

5) 霧島火山新期熔岩におけるように、殆んど大部分のジルコン結晶が metamictization を受けており、透明な正常ジルコンが殆んど含まれないことがある。新しい熔岩中のジルコンがこのような 変質作用を受けているのは、古い時代の岩石から由来した捕獲結晶であろうか。或いはジルコンの結晶構造 又は放射線源の問題に 帰せられるべきであろうか。何れも可能性のある因子であるが、本問題はジルコン研究に 課せられた多くの未解決の問題とともに 将来の詳細な研究によつて 解決されるべき重要な課題の一であろう。

1) 桜島大正熔岩、および阿蘇高岳熔岩の場合、岩石資料として約 15kg 用いたがジルコンの結晶粒は極めて僅か数える程度しか得られなかつた。

また箱根火山および大室火山熔岩についても資料 10kg 程度使用したが、きわめて微量しか分離出来なかつた。一般に第四紀の輝石安山岩にはジルコンは 非常に少いようである。

## 四国三波川結晶片岩中に見られる磁鉄鉱・ 赤鉄鉱の産状とその微量成分について\*

On the occurrence and the minor elements of magnetite and hematite from the Sambagawa crystalline schist in Shikoku

山 岡 一 雄 (Kazuo Yamaoka)\*\*

**Abstract :** On the magnetite and the hematite from the cupriferous iron sulphide deposits, such as the Shingū, Shirataki, Sazare, and Kōtsu mines, occurring in the Sambagawa crystalline schist zone, the writer has chiefly investigated occurrence, various textures under the ore-microscope distribution of minor elements and magnetic property.

It is the purpose of this paper to give some interpretation on the genesis of Kieslager.

### 1. 緒 言

四国三波川系結晶片岩中には赤鉄鉱石英片岩・鏡鉄鉱石英片岩が薄層として広く分布すること<sup>1)</sup>, 層状含銅硫化鉄鉱石に接してその上磐あるいは下磐側に磁鉄鉱石英岩が存在することは以前からよく知られている。

筆者は Kieslager の成因考察の一資料を得る目的で、三波川系結晶片岩中に胚胎する新宮・白滝・佐々連・高越各 Kieslager 近傍に見られる磁鉄鉱・赤鉄鉱の産状, その化学成分並びに微量成分, それらと含銅硫化鉄鉱との関係について主として研究してみた。

この研究に関しては新宮鉱業所 佐藤寛一所長, 植原直敬・岡明政両氏, 白滝鉱業所 佐藤文造所長, 安居院弘補氏, 佐々連鉱業所 大喜多義・前所長, 金尾直敬・石川順一・平田洋一の諸氏, 高越鉱業所 岡村昇所長, 峰賢一氏等をはじめ, 各鉱業所の方々から種々の御協力を頂いた。また分光分析では 東北大学植田良夫助教授, 磁気測定では 同大学前田清治郎博士, 化学分析では 今野弘氏から御親切な御助力を頂いた。ここに以上の諸氏に厚く感謝の意を表する。

本研究中多くの御教示と御鞭撻を頂いた竹内常彦教授に 深甚な謝意を表する。また分光分析器械の使用を許可された東北大学岩石鉱物鉱床学教室にあわせて謝意を表す。

### 2. 三波川系結晶片岩中に見られる磁鉄鉱・赤鉄鉱の一般的産状

三波川系結晶片岩中, 磁鉄鉱・赤鉄鉱を著しく含む岩石には次のようなものがある。

#### i. 石英質岩石

- a. 赤鉄鉱石英片岩 (薄層ではあるが分布は広い)
- b. 鏡鉄鉱石英片岩 (例えば千原・佐々連鉱山など)

\* 日本地質学会第 66 年会において講演したものを一部補足した。

\*\* 熊本大学理学部地学教室

1) 例えば鈴木醇, 日本結晶片岩, 岩波講座, 1932.

- c. 磁鉄鉱 (方解石) 石英片岩 (例えば別子・白滝・新宮鉱山など)
- d. 鏡鉄鉱磁鉄鉱石英片岩 (例えば佐々連・新宮鉱山など)
- e. 磁鉄鉱ザクロ石石英片岩 (いわゆる“赤はぶ”, 例えば別子・佐々連・白滝鉱山など)

## ii. 緑泥石質もしくは角閃石質岩石

- a. 赤鉄鉱緑泥片岩 (緑泥片岩中にしばしば見られ, 赤鉄鉱は通常 1 mm 以内の薄層状をなして存在することが多い)
- b. 鏡鉄鉱 (石英) 緑泥片岩 (例えば高越鉱山)
- c. 磁鉄鉱緑泥石しくは角閃片岩 (例えば別子・佐々連・高越鉱山など)
- d. 鏡鉄鉱磁鉄鉱緑泥石しくは角閃片岩 (例えば高越鉱山)
- e. 磁鉄鉱斑状変晶を含む緑簾緑泥片岩・緑簾角閃片岩などの緑色片岩

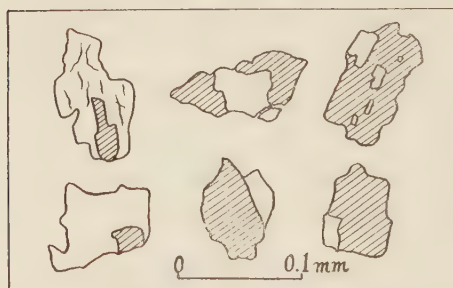
これらのうち, 特に i. b~e, ii. b~d は含銅硫化鉄体と相接するか, もしくはその近傍に見られることが多く, 地層の褶曲と同様に褶曲する。またその消長は必ずしも含銅硫化鉄体の消長とは一致せず, その連続性も一般にはさほど著しくない。

以上はいずれも石英質岩あるいは緑泥石質岩中に磁鉄鉱・赤鉄鉱が含まれるものであるが (屢々磁鉄鉱・赤鉄鉱は珪酸塩鉱物よりも容積比において多量になることがある), つぎに述べる新宮鉱山の層状磁鉄鉱は殆んど磁鉄鉱のみから成り, 脈石鉱物の極めて少ないもので, その産状とともに注目に値する。

## 3. 新宮鉱山産層状磁鉄鉱

新宮鉱床\* は吉野川下部層群中の川口層の緑色片岩 (部分的には薄い石墨片岩を伴う

第 1 図



新宮鉱山産磁鉄鉱鉱石中の磁鉄鉱 (斜線の部… conc. HCl により容易に燐変) と magnesioferrite (白色部… conc. HCl に侵され難し) と思われるものの共生

ことがある) 中に胚胎した鉱床であるが<sup>1)2)3)4)</sup>, ここでは層状含銅硫化鉄と互層して磁鉄鉱層が見られる。この鉱石中には典型的の腸詰構造の見られることは, すでに渡辺<sup>5)</sup>・堀越<sup>6)</sup> 等が報告された。この磁鉄鉱鉱石の化学成分は, 第 1 表 (試料 no. 1010, 1011) から知られるように,  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $MnO$  が定量されない程微量であることと,  $MgO$  が

\* 愛媛県宇摩郡新宮村

- 1) 小島文児: 地質雑, 57, 177~190, 1951.
- 2) 木村 正, 岸本文男: 地調月報, 3, 1~10, 1952.
- 3) 光野千春: 地質雑, 59, 363~371, 1953.
- 4) 上井正民: 鉱山地質, 9, 137~149, 1959.
- 5) 渡辺武男: 鉱山地質, 7, 87~97, 1957.
- 6) 堀越 勲: 鉱山地質, 8, 33~40, 1958.

第 1 表 層状磁鉄鉱および含鉄石英片岩の化学成分

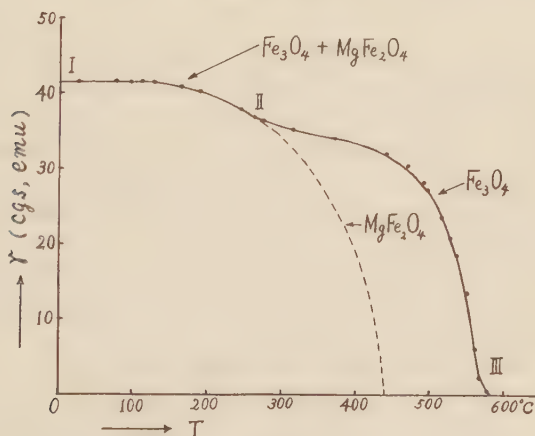
試料番号 化学成分	新 宮			佐 々 連	
試料名	No. 1010	No. 1011	No. 1012	No. 8. 23. 4	No. 8. 26. 3
	層状磁鉄鉱	層状磁鉄鉱	含赤鉄鉱石英片岩	鏡鉄鉱石英片岩	鏡鉄鉱石英片岩
SiO <sub>2</sub>	9.21 %	9.28 %	90.26 %	93.10 %	82.64 %
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56.78	58.37	4.09	5.44	15.59
FeO	27.09	26.54	0.50	0.36	0.43
MgO	4.63	4.26	none	none	none
CaO	0.22	none	2.22	0.11	0.10
TiO <sub>2</sub>	none	none	none	none	none
MnO	none	none	none	none	none
Pb	none	none	—	—	—
As	tr.	tr.	—	—	—
S	1.04	1.34	none	none	none
K <sub>2</sub> O	—	—	0.09	0.24	0.20
Na <sub>2</sub> O	—	—	0.77	0.73	0.80
(+)H <sub>2</sub> O	—	—	1.66	0.08	0.08
(-)H <sub>2</sub> O	0.18	0.15	0.29	0.22	0.21
Total	99.15	99.94	99.88	100.28	100.05

Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> は各試料とも殆んど痕跡程度である

約 4.5% とかなり著量存在することに特徴を有する。(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> が殆んど含まれないと云うことは、この磁鉄鉱が laterite あるいは laterite 質物の再沈殿ではないと云うことを示している。)

この鉱石を反射光下で検すれば、色・硬度とも全く同様に認められる磁鉄鉱にも、conc. HCl により容易に腐蝕されて褐変するものと、腐蝕にかなり耐えるものとの両者

第 2 図



新宮鉱山層状磁鉄鉱の磁気温度曲線



第 2 表 磁 鉄 鉄 ・ 赤 鉄 鉄 ・

鉄 山 名	産 状	試 料		元 素					
		番 号	試 料 名	Ag	Al	As	Au	Ba	Bi
佐 々 木 連	鏡鉄鉄石英片岩として	8・23・4.	a 石 英 ・ 鏡 鉄 鉄	× <sub>上</sub>	×	×	—	—	—
	" "	"	b " "	× <sub>上</sub>	×	×	—	—	—
	" "	"	c " "	× <sub>上</sub>	×	×	—	—	—
	" "	"	d " "	×	×××	× <sub>上</sub>	—	× <sub>上</sub>	—
	鏡鉄鉄石英方解石脈	8・25・8.	a 鏡 鉄 鉄	—	×	× <sub>上</sub>	—	—	—
	" "	"	b " "	× <sub>上</sub>	×××	× <sub>上</sub>	—	—	—
	{点紋緑簾角閃片岩中の斑状}	8・25・5.	a 磁 鉄 鉄	—	×××	× <sub>上</sub>	—	—	—
	{菱晶}	"	b " "	—	×××	× <sub>上</sub>	—	—	—
	所謂“赤はぶ”中の斑状変晶	8・27・0.	a 磁 鉄 鉄	—	×××	× <sub>上</sub>	—	—	—
	" "	"	b " "	—	×××	× <sub>上</sub>	—	× <sub>上</sub>	—
高 越	{鏡鉄鉄・磁鉄鉄・角閃片岩}	9・8・10.	a 磁 鉄 鉄	× <sub>上</sub>	××××	—	—	×	—
	{中の斑状変晶}	"	b " "	× <sub>上</sub>	×××	—	—	—	—
	{鏡鉄鉄・磁鉄鉄・角閃片岩}	"	c 鏡 鉄 鉄 ・ 磁 鉄 鉄	—	××××	× <sub>上</sub>	—	—	—
	{中}	"	d " "	× <sub>上</sub>	××××	× <sub>上</sub>	—	—	—
新 官	含赤鉄鉄・石英片岩として	1012	a 石 英 ・ 赤 鉄 鉄	—	×	×	—	—	—
	" "	"	b " "	—	×	×	—	—	—
	層 状 鉄 石	1010	a 磁 鉄 鉄 鉄 石	×	×××	× <sub>上</sub>	—	—	—
	" "	"	b " "	×	×	× <sub>上</sub>	—	×	—
	" "	1011	a 磁 鉄 鉄 鉄 石	×	×	×	—	×	—
	" "	"	b " "	×	×	×	—	×	—
	" "	"	b " "	×	×	×	—	×	—
	" "	9・4・3.	a 磁 鉄 鉄 鉄 石	×	×	×	—	×	—
	" "	"	b " "	×	×	×	—	×	—
	層 状 鉄 石	9・4・5.	a 黄鉄鉄・黄銅鉄鉄石	×	×	×	—	×	—
官	" "	"	b " "	×	×	×	—	×	—
	" "	9・4・1.	a 黄鉄鉄・黄銅鉄鉄石	×	×	×	—	×	—
	" "	"	b " "	×	×	×	—	×	—

○ 主成分或いはそれに準ずるもの      ×××× 分析線甚だしく強し  
 ×× 中等      × 弱し  
 — 分析線認め得ず

がある。両者はおのおのが独立して存在するか、もしくは第1図に示すような共生関係をとっている。脈石鉄物には微細の石英・絹雲母・緑泥石様鉄物が認められるが、いずれも極く少量である。MgOの存在量が脈石鉄物として消費される量より多量に考えられることと、磁鉄鉄と思われるものに反射光下で2種あることから、magnesioferriteの存在を推定して、磁鉄鉄のキューリー点・飽和磁気の大きさを測定した。その結果は第2図に示す如くである。(磁鉄鉄各個体の大きさは0.005~0.1mm程度の微細のため2者を選別することは困難であつた。)

第2図から判るように磁気温度曲線は300°C付近で異常がある。この曲線はMgFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub>とFe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>との2相混合(第2図, I-II)と、Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>の磁気が大部分である場合(第2図, II-III)とに区別出来そうである。ところで、

MgFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub>      キューリー点 440°C      飽和磁気 110emu/cc

Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>      "      575°C      "      480 "

であるので、この程度の磁気の大さを与えるために、MgFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub>の比重を4.5、Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>の比重を5.2として、それぞれ1gr.当りの磁気の大さを求めるとMgFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub> 24.4emu,

含銅硫化鉍中の微量成分

元										素										
Cd	Co	Cr	Cu	Ge	Hg	Mg	Mn	Mo	Ni	P	Pb	Sb	Si	Sn	Sr	Te	Ti	V	W	Zn
—	—	—	XXXX	—	—	XXX	X	—	—	—	XX	—	○	—	—	—	X	X	—	X±
—	—	—	XXX	—	—	XXX	X	—	—	—	XX	—	○	—	—	—	X	X	—	X±
—	—	—	XXX	—	—	XXX	XX	—	—	—	XX	—	○	—	—	—	X	—	—	—
—	—	—	XX	X±	—	XXX	X±	—	—	X±	XX	—	○	—	—	—	XXX	X	—	X±
—	—	X	X	—	—	XX	X	—	—	—	X	—	XX	—	—	—	XXXX	X	—	—
—	—	XX	X	—	—	XX	X	—	—	—	X	—	XXX	—	—	—	XXXX	XX	—	—
—	—	—	X	X±	—	XX	XX	—	—	—	X	—	XX	—	—	—	XXX	X	—	XXX
—	—	—	X	X±	—	XX	XX	—	—	—	X	—	XX	—	—	—	XXX	X	—	XXX
—	—	—	XX	—	—	XX	XX	—	XX	—	X	—	XXX	—	—	—	XXX	X	—	XX
—	—	—	XX	—	—	XX	XX	—	XX	—	X	—	XXX	—	—	—	XXX	X	—	XX
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	XXXX	—	—	XXX	XXX	—	—	—	XX	—	XXXX	—	—	—	XX	XXX	—	XXX
—	—	—	XXX	—	—	XX	XX	—	—	—	X	—	XXXX	—	—	—	XX	XXX	—	XXX
—	—	—	XXXX	—	—	XXX	XXX	—	X	X	XX	—	XXXX	X±	—	—	XXX	XXX	—	XXX
—	—	—	XXXX	—	—	XXX	XXX	—	X	XX	XX	—	XXXX	X±	—	—	XXX	XXX	—	XXX
—	—	—	XXX	—	—	XXX	X	—	X	—	X	—	○	—	—	—	X±	X	—	—
—	—	—	XXX	—	—	XXX	X	—	X	—	X	—	○	—	—	—	X±	X	—	—
—	X±	—	XX	X±	—	○	X	X	X±	—	XX	—	○	—	—	—	—	X	—	X
—	X	—	XXX	X	—	○	X	X	X±	—	XX	—	○	—	X	—	—	X	—	XX
—	XX	—	XXXX	X	—	○	—	XX	X±	—	XX	—	○	—	—	—	—	X±	—	XX
—	XX	—	XXXX	X	—	○	X±	XX	X±	—	XX	—	○	—	—	—	—	X	—	XX
—	XX	—	XXXX	X	—	○	X±	XX	X±	—	XX	—	○	—	—	—	—	—	—	X±
—	XXX	—	○	X	—	XXX	X±	X	—	—	XX	—	○	—	—	—	—	—	—	XXXX
—	XXX	—	○	X	—	XXX	—	X	—	—	XX	—	○	—	—	—	—	—	—	XXX
—	XXX	—	○	XX	—	XXX	X±	XX	—	—	XX	—	○	—	—	—	X	—	—	XXX
—	XX	—	○	XX	—	XXX	X±	XX	—	—	XX	—	○	—	—	—	—	—	—	XXX

xxx 強し  
x± 甚だしく弱し

$\text{Fe}_3\text{O}_4$  92.3emu となり、その比は略 1 : 3.78 となる。

また 第 2 図から  $\text{MgFe}_2\text{O}_4$  と  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  との磁気の大さの比を求めると、ほぼ 1:3.90 となる。

以上のことから  $\text{MgFe}_2\text{O}_4$  と  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  との混合割合を求めると、

$$\text{MgFe}_2\text{O}_4 : \text{Fe}_3\text{O}_4 = 1 : 1.03$$

となり、magnesioferrite と磁鉄鉱とはほぼ等量存在することとなる。

この  $\text{MgFe}_2\text{O}_4$  と  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  2相混合物中の  $\text{MgO}$  の量比を計算によつて求めると約 9 % となり、化学分析から得られた total  $\text{MgO}$  (鉍石・脈石に含まれる  $\text{MgO}$  の量) の値は約 4.5% であるから、磁気実験から求めた値は 2 倍となつている。磁気実験では  $\text{MgFe}_2\text{O}_4$  のキューリー点附近における  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  の磁気から計算した値を基としているので、低温側で  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  の磁気の増加を考慮すると、 $\text{Fe}_3\text{O}_4$  の磁気は上に得た値より数 % 多い。すなわち  $\text{MgFe}_2\text{O}_4$  の量は上の値より若干少なくなり、従つて  $\text{MgO}$  の量比も少くなる。

もし  $\text{Mg}$  が  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  中に固溶している場合は、第 2 図の高温側においてキューリー点

の変化があるべき筈である。然るに高温側でキューリー点に変化していないこと、および測定された磁気温度曲線は、試料が  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  と  $\text{MgFe}_2\text{O}_4$  との 2 相混合と考えることを最も妥当としているように思える。これは反射光下で磁鉄鉱と思われるものに 2 種類存在することとも合致するが、化学分析値（脈石鉱物も含んでいるが）から算出した磁鉄鉱と magnesioferrite の量比とは必ずしも一致せず、一方を magnesioferrite と決定することは、更に詳しい物理恒数が判明するまで待ちたい。

つぎにこの磁鉄鉱鉱石の微量成分を分光分析により検討する。その結果は第 2 表（試料 no. 1010 a & b, no. 1011 a & b, no. 9.4.3. a & b）の如くである。

すなわち磁鉄鉱鉱石は、

(1) 鉱石の各部分毎で微量成分に著しい差異が認められない。

(2) Ag·Ba·Co·Cu·Ge·Mo·Pb·Zn の弱い線は共通に検出され、また Mn·Ni などの線も極めて弱い乍らいずれの鉱石からも検出される。As·Sn も検出されることがある。

(3) V の極めて弱い線は検出されるが、Ti はこの磁鉄鉱鉱石からは全く検出されない。（このことはこの磁鉄鉱鉱石が火成岩源の砂鉄の堆積物ではないことを示している。）

(4) 通常高温型元素と考えられている Mo が微量成分として共通に検出される。

などの点が特徴的である。

こころみにこの磁鉄鉱鉱石と互層する含銅硫化鉄鉱石（第 2 表中試料 no. 9.4.5 a & b, no. 9.4.1 a & b）の微量成分を検討すると、含銅硫化鉄鉱石でも Ag·As·Ba·Co·Ge·Mo·Pb·Zn などを用いた試料からも検出出来る。（このうち Co は佐々連・白滝・日立などでは、黄鉄鉱中の微量成分となつて存在しており<sup>1)2)</sup>、黄銅鉱・斑銅鉱・輝銅鉱などの銅鉱物中には存在しないから、新宮鉱山においても Co は黄鉄鉱中の微量成分となつているものと考えられる。）すなわち磁鉄鉱中の微量成分となり易い V 以外は、磁鉄鉱・含銅硫化鉄鉱石の微量成分は極めて類似していることが知られる。換言すれば、層状磁鉄鉱・含銅硫化鉄の生成には環境の相異が存在したと思われるにも拘らず、両者の微量成分は酷似していると言うことである。

新宮鉱山の層状磁鉄鉱は、その産状からは沈澱性の磁鉄鉱であると信ぜられるが、始めから磁鉄鉱として沈澱したか<sup>3)</sup>、もしくは菱鉄鉱・ankerite などの炭酸塩鉱物であつたか、あるいは水酸化鉄であつたかについては立証する材料に乏しい。magnesioferrite と考えられる鉱物の存在はこの問題解決の 1 資料を与えるものとも考えられる。Krauskopf<sup>4)</sup> は沈澱性の Mn 鉱床に Mo が微量成分として濃集することを述べているが、新宮鉱山の磁鉄鉱鉱石を沈澱性のものとすれば、微量成分として検出される Mo を

1) Yamaoka, K. : Kumamoto Jour. Sci. ser. B, sect. 1, 2, 123~131, 1957.

2) Yamaoka, K. : Kumamoto Jour. Sci. ser. B, sect. 1, 3, 31~37, 1958.

3) Huber, K.K. : Econ. Geol. 53, 123~140, 1958.

4) Krauskopf, K.B. : Econ. Geol., Fiftieth Anniversary Volume, 411~463, 1955.

説明するにも極めて好都合である。従つてこれと互層し、且つ微量成分でも酷似する新宮鉾山の含銅硫化鉄鉾の成因はかなり限定されてくるように思える。

参考のために新宮鉾山含銅硫化鉄 (粗鉾) の主要成分の分析結果を 第 3 表に示した。

第 3 表 新宮鉾山含銅硫化鉄の主要成分

(昭和 26 年 佐賀閥製錬所分析)

(Co・Se はその後の資料を加えた)

Au g/t	Ag g/t	Cu %	Fe %	S %	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	CaO %	MgO %	As %
0.5	8~12	2.1~2.3	36~38	38~41	11~14	2.5~3.5	2.0~2.5	0.5~1.2	tr.
Co %	Mn %	Ni %	Pb %	Sb %	Se %	Zn %	BaSO <sub>4</sub> %	SO <sub>3</sub> %	
0.05	0.06	tr.	tr.	0.05~0.1	0.005~0.01	0.3~0.9	tr.~0.2	0.2~0.5	

#### 4. 白滝鉾山産チタン鉄鉾を離溶した赤鉄鉾

白滝鉾山\* の点紋緑簾角閃片岩、磁鉄鉾方解石石英片岩、赤鉄鉾石英片岩 または所謂“赤はぶ”と称する磁鉄鉾ザクロ石石英片岩中には、しばしば赤鉄鉾—チタン鉄鉾共生体が観察される<sup>1)</sup>。これは赤鉄鉾の (0001) 面にそうてチタン鉄鉾が離溶したもので、その逆のもの、すなわちチタン鉄鉾が host mineral をなし、これに赤鉄鉾を離溶したものは見当らない。母岩中における赤鉄鉾は一般にはその底面を母岩の a-b 面に平行せしめているが、またしばしばその配列には 乱れが観察される。母岩中における赤鉄鉾の分布には、(イ) 単結晶として散点するもの、(ロ) これが連続配列をなすもの、(ハ) 数結晶が寄り集つて存在するもの、(ニ) poikiloblastic な結晶として存在するものなどがある。赤鉄鉾の大きさは単結晶では底面方向 (伸びの方向) に 0.05~0.2mm、これに垂直方向に 0.01~0.03mm 位のものが多いが、poikiloblastic な結晶 (通常 1 ケもしくは数ケの結晶集合体から成る) では、伸びの方向に 0.1~1.2mm、これに垂直方向に 0.05~0.5 mm とかなり大型になる。

赤鉄鉾とチタン鉄鉾は凡そ 600°C 以上の温度では完全固溶体を形成するが、この固体を徐冷すれば赤鉄鉾とチタン鉄鉾の離溶現象があらわれるとされている<sup>2)3)4)</sup>。いま問題にしている赤鉄鉾—チタン鉄鉾共生体を含有する白滝鉾山の母岩は、鉾物相 (mineral facies) で云えば、緑簾石角閃岩相にはほぼ相当している。Barth<sup>5)</sup> が角閃岩相、緑簾

\* 高知県土佐郡大川村

1) Yamaoka, K. : Kumamoto Jour. Sci. ser. B, sect. 1, 3, 39~48, 1958.

2) Ramdohr, P. : Neues Jahrb. Min., Beilage-Band, 54-A, 320-379, 1926.

3) Schwartz, G.M. : Econ. Geol. 26, 739-763, 1931.

4) Edwards, A.B. : Textures of the ore minerals and their significance, 70~73, 1954.

5) Barth, T. F.W. : Theoretical Petrology, 1952.



石角閃岩相、緑色片岩相に与えた温度は夫々大略  $400^{\circ}\sim 500^{\circ}\text{C}$ ,  $250^{\circ}\sim 400^{\circ}\text{C}$ ,  $100^{\circ}\sim 250^{\circ}\text{C}$  である。本地域のチタン鉄鉱を融溶した赤鉄鉱を含む母岩が、1度  $600^{\circ}\text{C}$  以上の高温まで温度が上昇したとは鉱物相の概念からは考え難いし、またそのような温度上昇を認める証跡も見当らない。そうするとこの赤鉄鉱は残存鉱物 (relict mineral) ではないかとも考えられるが、筆者は次の理由によりこれを変成作用の結果生じたものと考え、三波川系のような著しい動力変成作用の行われた地域では、実験から得られた生成温度はそのままだてはならず、この程度のくい違いは起り得るものと考えている。すなわち、

1. 残存鉱物ならば低変成度の母岩程多く見出されてよいと思われるが、現在までのところ無点紋帯の緑色片岩中の赤鉄鉱にはこのような融溶組織を示すものが見出されず、かえって点紋帯のようにかなり変成度の進んだ母岩中にのみ存在する。(点紋帯中でも Kieslager 鉱体に近接して特に多く存在するようにも思えるが、このことは更に検討を加えたい。)

2. 赤鉄鉱は他の珪酸塩鉱物と同様 Gefüge を有し、またその結晶外形はかなり規則正しく、これらがしばしば連続配列を示すこと、撓曲した赤鉄鉱の見られないこと。

3. 赤鉄鉱—チタン鉄鉱共生体は、火成岩では花崗岩・紫蘇輝石はんれい岩 (紫蘇輝石はんれい岩では最も普通に現れる組織である)・斜長岩などに見出されるが、閃長岩・粗面岩・響岩・閃緑岩・安山岩・はんれい岩・輝緑岩・玄武岩などには見出されない<sup>1)2)</sup>。従つて白滝鉱山附近に見られる赤鉄鉱—チタン鉄鉱共生体を火成岩源のものとするれば、前記 3 種の岩石のいずれかの由来物と考えるのが最も考え易いが、その共生体は珪質片岩中でも塩基性凝灰岩源の片岩中でも同程度に見出される。このことはそれを火成岩源の残存鉱物と考えることの困難さを示しているように思える。

## 5. 白滝鉱山点紋片岩中の磁鉄鉱斑状変晶について

点紋帯の片岩中、特に緑簾角閃片岩・石英片岩もしくは“赤はぶ”などの中には大さ  $0.2\sim 5\text{mm}$  (通常  $1\sim 2\text{mm}$ ) の磁鉄鉱が見られる。その形はおおむね粒状であるが、ときには 8 面体結晶 (“赤はぶ”中ではしばしば 1 稜の長さ  $2.5\text{mm}$  に及ぶ美晶として現出) として産し、またこれらの磁鉄鉱には石英もしくは緑泥石による pressure shadow が伴っている場合がある。

本磁鉄鉱を反射光下に検すれば、火成岩中のそれとは明かに異なる種々の組織が認められる。すなわち片岩中の磁鉄鉱では、

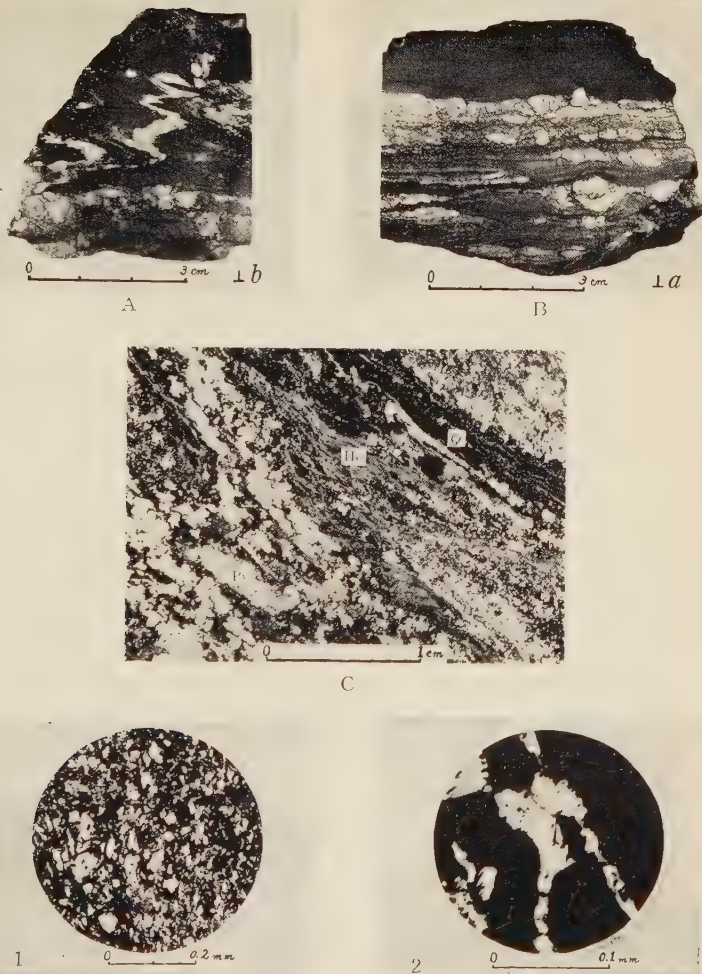
1. 磁鉄鉱核を有する磁鉄鉱の存すること。研磨面では核の磁鉄鉱は六角形・長方形・粒状などの断面を有するが、外套部の磁鉄鉱の断面は必ずしもそれらと同一ではない。但し現出は稀である。

2. 残存鉱物と考えられるチタン鉄鉱を含有するもののあること。チタン鉄鉱は粒状・棒状・不規則外形を示す大さ  $0.01\sim 0.03\text{mm}$  程度の微細なもので、磁鉄鉱中に稀に不規則に点在し、磁鉄鉱の結晶学的方向とは何等の関係もなく、また核・外套部何れの磁鉄

1) Newhouse, W.H. : Bull. Geol. Soc. Amer., **47**, 1~52, 1936.

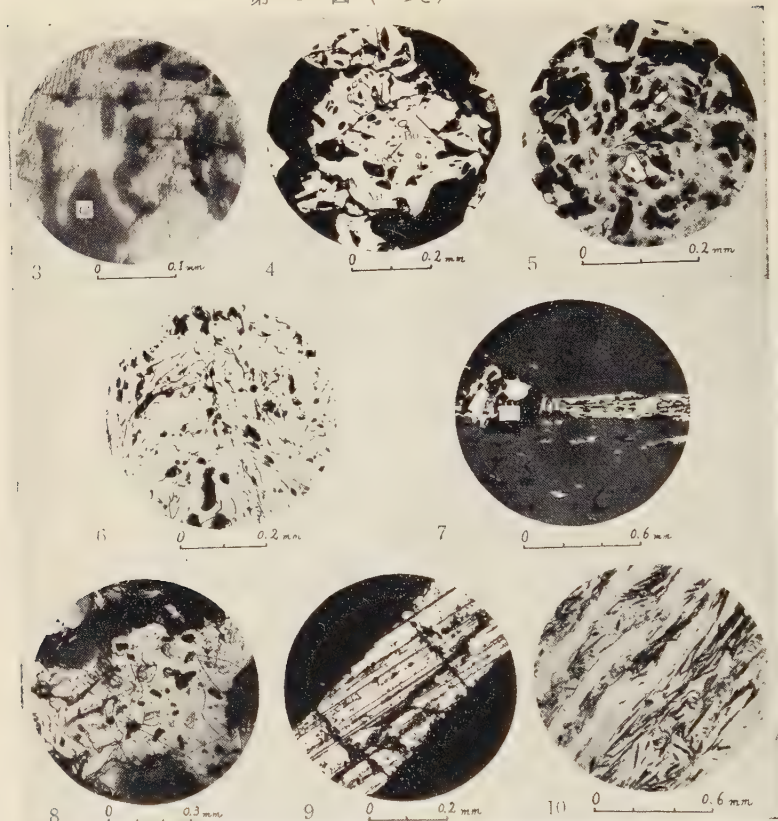
2) 山岡一雄 : 岩鉱学会他 2 学会主催秋季大会にて講演, 1959年11月 (於仙台)

第 3 図



- A, B 新宮鉾山産鉾石中の褶曲構造 No. 1011 (陽詔構造がよく見られる)  
 白色 : 含銅硫化鉾 黒色 : 磁鉄鉾  
 C 新宮鉾山産鉾石中の著しい褶曲構造 No. 9.4.1. (3号第2上磐鍾 29 番)  
 含銅硫化鉾 (Py) の縞と赤鉄鉾 (He) の縞がある。 Q : 石英  
 1 新宮鉾山産層状磁鉄鉾の反射顕微鏡写真 No. 1010 磁鉄鉾(白色)といわれているものの中に、磁鉄鉾と magnesioferrite と思われるものが存在する。  
 2 白滝鉾山産“赤はぶ”中の赤鉄鉾—チタン鉄鉾共生体 No. 18.5.1. (白滝坑 13 番坑 7 採下) 赤鉄鉾 (白色) 中にチタン鉄鉾 (灰色) の薄葉が見られる。

## 第 3 図 (つづき)



- 3 白滝鉱山産点紋角閃緑泥片岩中の赤鉄鉱—チタン鉄鉱共生体 No. 16.7.4. 赤鉄鉱 (白色) の低面に平行にこまかく離散したチタン鉄鉱 (灰色), Q: 石英
- 4 白滝鉱山産“赤はぶ”中の磁鉄鉱斑状変晶 No. 8.21.03 (白滝坑 20L) 磁鉄鉱 (Mt) 中に包含される斑銅鉱 (Bo)。斑銅鉱は磁鉄鉱を取囲んでも存在する。
- 5 白滝鉱山産“赤はぶ”中に見られるチタン鉄鉱を含有した磁鉄鉱斑状変晶 (conc. HCl にて腐蝕) No. 13' (白滝坑 19L) チタン鉄鉱 (白色) は磁鉄鉱 (灰色) の結晶学的方向とは何等関係なく分布している。
- 6 白滝鉱山産“赤はぶ”中に見られる磁鉄鉱斑状変晶 No. 16.7.1. (源坑) 研磨面上に見られるこのような ひげ根状の模様は、火成岩源の 磁鉄鉱には見られない。
- 7 佐々連鉱山産鏡鉄鉱石英片岩中の鏡鉄鉱 (He) と磁鉄鉱 (Mt) No. 8.23.4 (金砂鍾 18L) この鏡鉄鉱中にはチタン鉄鉱の離溶液体は見られない。暗色の地は石英。
- 8 佐々連鉱山産鏡鉄鉱石英片岩中の鏡鉄鉱 No. 8.23.4 (金砂鍾 18L) 片理面で剥いだもの。結晶生長模様のような渦巻が見られる。
- 9 佐々連鉱山産脈状鏡鉄鉱に見られる双晶 (Zn+conc. HCl にて腐蝕) No. 8.25.8 (新鍾 12L) この鏡鉄鉱は  $\text{TiO}_2$  1.1% を含んでいる。
- 10 高越鉱山産鏡鉄鉱石英緑泥片岩 No. 9.7.3 赤鉄鉱 (黒色) は緑泥石 (灰色) の部分にのみ発達し、石英 (白色) 中には見られない。緑泥石は淡緑色で、光学性負、 $\beta=1.626 (\pm 0.001)$   $\gamma-\alpha=0.001\sim 0.002$  程度。紫紅色の異常干渉色で diabantite 或はそれに近い成分をもつ。

鉍中にも存在する。このチタン鉄鉍と大き・形態を全く同じくするものは磁鉄鉍以外の珪酸塩鉍物中にも点々と分布し、残存鉍物の疑いの持たれるもので、磁鉄鉍中のものは磁鉄鉍斑状変晶生成の際、その内部に包含されたものと考えられる。

3. 研磨面上特有の模様の認められるもののあること。第3図6に示すような“ひげ根状”の特殊な模様が見られることがあるが、このような模様は火成岩中の磁鉄鉍には認められない。

4. チタン鉄鉍・金紅石などを離溶した磁鉄鉍の認められないこと。火成岩中の磁鉄鉍ではチタン鉄鉍・金紅石などをその結晶学的方向に離溶析出したものは極めて普通に認められるが、このような離溶組織を示すものは片岩中の磁鉄鉍には見られない。

この磁鉄鉍斑状変晶と既に述べた赤鉄鉍—チタン鉄鉍共生体とは互に独立に存在するが、稀に磁鉄鉍斑状変晶の近縁部に包有された赤鉄鉍—チタン鉄鉍共生体を見ることあり、前者は後者よりその成長作用を後期までつづけたことが知られる。

つぎに斑状変晶をなす磁鉄鉍中の微量成分を検すれば、第2表(試料 no. 8.25.5. a & b, 8.27.0. a & b, 9.8.10 a & b)に示すように、共通に Al·Cu·Mg·Mn·Pb·Si·Ti·V·Zn などが検出され、これらはその母岩が緑簾角閃片岩であるか“赤はぶ”であるかに関りない。Ag·As·Ba·Ge·Ni などは分布が一定せず、また極めて微量認められるに過ぎない。

この斑状変晶の磁鉄鉍とさきに述べた新宮鉍山産層状磁鉄鉍鉍石の微量成分を比較すると(層状磁鉄鉍鉍石は磁鉄鉍のみでなく少量の脈石を含むものであるが)、著しい差異を示すものに Co·Mo·Ti があることがわかる。すなわち、

1. Co·Mo は層状磁鉄鉍鉍石中からは共通に検出されるが、磁鉄鉍斑状変晶からは検出されない。

2. Ti は斑状変晶の磁鉄鉍からは何れも検出されるが、層状磁鉄鉍からは検出されない。

両者に共通の元素としては Al·Cu·Mg·Mn·Pb·Si·V·Zn などがあり、これらの元素はほぼ普遍的に分布されていることがわかる。

## 6. 佐々連鉍山産鏡鉄鉍について

佐々連鉍山\* における鏡鉄鉍の産状には次の両者がある。すなわち、

1. 鏡鉄鉍石英片岩として点紋緑簾角閃片岩と互層して存在するもの

2. 母岩(点紋緑簾角閃片岩)を横切る鏡鉄鉍石英方解石脈として産するもの

第 4 表

佐々連鉍山新鍾 12L 産脈状鏡鉄鉍の化学分析結果 (熊本大学化学教室田中省三氏分析)

FeO	2.94 %
TiO <sub>2</sub>	1.12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	84.07
Total	88.13
(容量分析)	

TiO<sub>2</sub> は比色分析も試みた。この場合は TiO<sub>2</sub> 1.11% の値を得、容量分析の結果と殆んど同一であつた。

\* 愛媛県伊予三島市金砂町



の両者である。

鏡鉄鉱石英片岩の鏡鉄鉱はすじ状もしくは薄層状 (厚さ 0.03~0.5mm) に石英片岩中に存在するもので、鏡鉄鉱個々の大きさは伸びの方向 (片理面の方向) に 0.1~0.6mm, 厚さ 0.01~0.03mm, その研磨面中には何等の離溶組織も認められない。

脈状鏡鉄鉱の研磨面では (10 $\bar{1}$ 1) に平行な著しい双晶が見られる。この鏡鉄鉱を化学分析すれば第 4 表に示すように、約 1.1% の TiO<sub>2</sub> を含有している。

上記両赤鉄鉱中の微量成分を比較すれば (第 2 表中試料 no. 8.23.4 a, b, c, d 及び 8.25.8 a & b), 共通元素として Al·As·Cu·Mg·Mn·Pb·Ti があり, Cr·Zn の分布に差異が認められる。分光分析に供した試料数が少数であるから断定は困難であるが、脈状をなす鏡鉄鉱から検出される Cr は恐らくは母岩の点紋緑簾角閃片岩から抽出されて来たものではないかと考えられる\*。

## 7. 要 約

以上主なる点を要約すると次の如くなる。

1. 新宮鉱山では磁鉄鉱層と層状含銅硫化鉄鉱とが互層して存在するが、両者の鉱石中の微量成分は極めて類似している。
2. 新宮鉱山産層状磁鉄鉱鉱石と称するものには磁鉄鉱と magnesioferrite と考えられるものの両者が存在する。
3. 新宮鉱山産層状磁鉄鉱と点紋片岩中の斑状変晶をなす磁鉄鉱とでは、微量成分において差異が認められる。
4. 白滝鉱床の母岩中にはチタン鉄鉱を離溶した赤鉄鉱が観察されるが、この赤鉄鉱は変成鉱物と考えられる。
5. 三波川結晶片岩中の磁鉄鉱斑状変晶には離溶組織は認められないが、残存鉱物と考えられるチタン鉄鉱を含有することがある。

\* 白滝鉱床の母岩をなす点紋緑泥角閃片岩・点紋石墨片岩を分光分析すれば、何れの試料からも Cr の相当強い線 (表では xxx で表わされる程度) が検出される。(K. Yamaoka: 前出, 1957) このことから白滝鉱床と殆んど同一層準にあり、母岩も酷似する佐々連鉱床でも母岩中に Cr の存在が当然考えられる。

## ルドウィヒ石系鉱物の共生関係について

## Paragenesis of minerals of ludwigite series

津 末 昭 生 (Akio Tsusue)\*

**Abstract :** The paragenesis of ludwigite has been frequently described by Geijer, Watanabe, Tilley and others, however, that of paigeite has not been described in detail. The present paper purports to describe the paragenesis of paigeite from the Kamaishi mine, Iwate Pref., Japan, and to clarify the difference in the paragenesis of paigeite and ludwigite, moreover, to discuss their genesis.

Assuming a similarity of temperature and pressure during the formation of paragenesis of paigeite and ludwigite, and that chemical potentials of  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $B_2O_3$  in the pore fluids participating in the formation of these parageneses were alike, and further that changes in the chemical potential of Fe had no effect on the composition of diopside, forsterite, phlogopite, spinel and tourmaline, but that, they it may be had a striking effect on the composition of the mineral of ludwigite series, concluded that the paragenesis of paigeite was formed in a condition where the chemical potential of  $O_2$  in the pore fluids was low and that of Fe in the system was high, whereas, the paragenesis of ludwigite was formed in a condition where the chemical potential of  $O_2$  was high and that of Fe was low. .

## 1. 緒 言

ルドウィヒ石及びページ石は  $Mg$ , 二価の Fe 及び三価の Fe の硼酸塩  $(Mg, Fe)_2Fe'''BO_5$  であり, これらは同様な結晶構造をもっている<sup>1)2)</sup>。ルドウィヒ石及びページ石と言う名は各々  $Mg > Fe''$  及び  $Fe'' > Mg$  なる化学組成をもつ鉱物に与えられている<sup>3)</sup>。現在までに発表されているルドウィヒ石系鉱物の化学組成から (第1図), 両端成分  $Mg_2Fe'''BO_5$  及び  $Fe_2''Fe'''BO_5$  の間には固溶体の不混和間隙は存在しないものと推定される。ルドウィヒ石の産出は世界各地に知られ, その産状及び共生関係は Geijer<sup>4)</sup>,

\* 東京大学理学部地質学教室

1) Takéuchi, Y., Watanabe, T. & Ito, T. : Acta Cryst., **3**, 98~107, 1950.2) Takéuchi, Y. : Min. Jour., **2**, 19~26, 1956.3) Palache, C., Berman, H. & Frondel, C. : Dana's System of Mineralogy, **2**, 321~324, 1951.4) Geijer, P. : Sveriges Geol. Unders., Ser. C, 343, 3~32, 1927; Geol. Fören. Förh., **61**, 19~33, 1939.

第 1 図 ルドウィヒ石系鉱物中の  $\text{Fe}^{2+}$  と  $\text{Mg}$  の原子比

1. ページ石, Brooks Mountain, Alaska, U. S. A.
2. 同 上, 岩手県, 釜石鉱山
3. 同 上, Riverside, California, U. S. A. (vonsenite)
4. 同 上, Chersky range, Siberia, U. S. S. R.
5. ルドウィヒ石, Hungary.
6. 同 上, Kilbride, Skye, Britain.
7. 同 上, Hua-Tung-Kou, Feng-Tien Prov. Manchuria.
8. 同 上, Moravicza, Hungary.
9. 同 上, Hungary.
10. 同 上, Hungary.
11. 同 上, Hol Kol mine, Korea.
12. 同 上, Lemhi County, Idaho, U. S. A.
13. 同 上, 福島県, 羽山鉱山

Watanabe<sup>1)</sup>, Tilley<sup>2)</sup> その他によつて記載されている。現在までにページ石の産出は世界で4ヶ所に知られているが<sup>3)4)5)6)</sup>, その産状及び共生関係は必ずしも明らかでない。さきに渡辺及び伊藤<sup>7)</sup>は釜石鉱山におけるページ石の産状, 化学組成, 光学的性質その他を發表したが, 筆者は同鉱山におけるページ石の産状及び共生関係を更に詳細に報告し, ページ石とルドウィヒ石の共生関係の差異を明らかにし, この差異に成因的考察を加える。

この研究を行うにあたり, 終始懇切丁寧に指導, 助言して下さいた渡辺武男教授に厚く御礼申し上げる。

## 2. 釜石鉱山におけるページ石の産状

釜石鉱山は岩手県の東部に位置し, 主として粘板岩及び石灰岩からなる古生層及び珩岩中に貫入した花崗閃緑岩の接触帯に存在する接触交代型鉄銅鉱床である。新山鉱床はこの地域で最も規模の大きい鉄及び銅鉱床であり, 石灰岩と珩岩の接触部附近の両者を交代した磁鉄鉱及び黄銅鉱を主とする鉱床である。

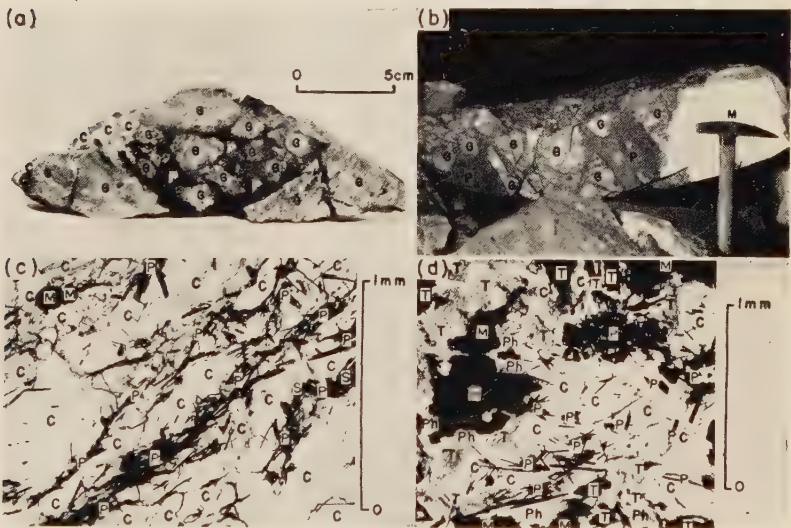
ページ石, 方解石, 磁鉄鉱, 金雲母, 電気石, 少量の透輝石, 燐灰石, 緑泥石, 黄銅

- 1) Watanabe, T. : Min. Petro. Mitt., **50**, 441~463, 1938; Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ., Ser. 4, **6**, 205~303, 1943; 鉱物, **3**, 747~762, 1958.
- 2) Tilley, C. E. : Min. Mag., **29**, 621~672, 1951.
- 3) Knopf, A. & Schaller, W. T. : Am. Jour. Sci., **25**, 323~331, 1908; Zeit. Krist., **48**, 1~15, 1911.
- 4) Eakle, S. E. : Am. Min., **5**, 141~143, 1920.
- 5) Vakar, V. A.; Knipovich, E. V. & Schafpanovsky, I. I. : Mém. Soc. Russe Min., Ser. 2, **63**, 381~385, 1934.
- 6) Watanabe, T. & Ito, J. : Min. Jour., **1**, 84~89, 1954.
- 7) Watanabe, T. & Ito, J. : 前出, 1954.

鉾, 磁硫鉄鉾及び閃亜鉛鉾からなる黒色のページ石スカルンは新山鉄鉾床 450 米準 S 40 立入坑道及びその中段坑道附近に直径約 20 米の不規則な塊状をなして分布する。またページ石, 方解石, 磁鉄鉾, 少量の, Ca に富む角閃石, 金雲母, 燐灰石, 緑泥石, 閃亜鉛鉾は新山第二銅鉾床 350 米準西盤坑道 S100 及び同鉾床 400 米準西盤坑道 S200 附近に大理石中の黒色不純層をなして分布する。

450 米準のページ石スカルンは磁鉄鉾によつて部分的に交代された柘榴石スカルン\*と大理石の間に分布し, ページ石スカルンは柘榴石スカルン及び大理石をその中に残している (第2図-a)。またページ石スカルンが柘榴石スカルンの割目をみたりしている場合もある (第2図-b)。磁鉄鉾によつて部分的に交代された柘榴石スカルンとページ石スカ

第 2 図



- a ページ石スカルンの産状を示す研磨標本。ページ石スカルン中のザクロ石スカルンに注意。C : 方解石, G : ザクロ石スカルン, P : ページ石スカルン, 釜石鉾山, 新山鉄鉾床, 450 米準, S40 立入, 中段坑道。
- b ページ石スカルンの産状を示す標本。ザクロ石スカルンの割目をみたりページ石スカルンに注意。G : ザクロ石スカルン, M : 大理石, P : ページ石スカルン, 産地, 同上。
- c 不純層としてページ石を有する大理石の微微鏡写真。C : 方解石, M : 磁鉄鉾, P : ページ石, 釜石鉾山, 新山第二銅鉾床, 350 米準, S100 立入。
- d ページ石スカルンの顕微鏡写真。C : 方解石, M : 磁鉄鉾, P : ページ石, Ph : 金雲母, T : 電気石, 釜石鉾山, 新山鉄鉾床, 450 米準, S40 立入, 中段坑道。

\* ページ石スカルン以外のスカルンについては稿を改めて発表する予定であるから, これらのスカルンについての詳細な記載は省略する。



第 1 表 釜石鉱山産ページ石スカ

鉱物名	形状	鉱物粒の 大 き さ (mm)	屈折率	光 学 性 光 軸 角
燐 灰 石	柱 状	0.1~1.0	$\omega=1.641$ $\varepsilon=1.638$	- 軸 性 (-)
方 解 石	粒 状	0.1~2.0	$\omega=1.658\sim$ 1.660	- 軸 性 (-)
黄 銅 鉱	粒 状	0.1		
緑 泥 石	片 状	0.1~0.5	$\beta=1.595$	(-) $2V \cong 0^\circ$
透 輝 石	粒 状	0.01~0.1	$\gamma=1.674$ $\gamma=1.705$	(+) $2V=57^\circ$
磁 鉄 鉱	粒 状	0.1~2.0		
ペ ー ジ 石	柱 状 化	0.1~2.0		
金 雲 母	片 状	0.1~0.5	$\beta=1.595\sim$ 1.598	(-) $2V \cong 0^\circ$
磁 硫 鉄 鉱	粒 状	0.1		
閃 亜 鉛 鉱	粒 状	0.1		
電 気 石	柱 状	0.1~1.0	$\omega=1.659$ $\varepsilon=1.639$	- 軸 性 (-)

1) Akimoto, S., Katsura, T. & Yoshida, M. : Jour. Geomag. Geoelectr., **9**, 165~178, 1957. 2) Basta, E. Z. : Econ. Geol., **54**, 698~719, 1959. 3) Watanabe, T. & Ito, J. : 前出, 1954,

## ルン中の鉱物の光学的資料

多色性	Fe/Fe+Mg	備 考
		$a_0=4.98\text{\AA}$ , $c_0=17.06\text{\AA}$ ; 極少量の Fe 及び Mn が X 線蛍光分析によつて検出された。
X: 無色 Y: 淡黄緑色 Z: 淡黄緑色		
	0.10~ 0.15	
		$a_0=8.395\text{\AA}$ ; 極少量の Mn が X 線蛍光分析によつて検出された。しかし Ti は検出されなかつた; Akimoto et al <sup>1)</sup> 及び Basta <sup>2)</sup> によれば, この格子定数は殆ど純粋な $\text{Fe}_3\text{O}_4$ のそれに相当する。
	0.97	学組成は Watanabe 及び Ito <sup>3)</sup> によつて発表されている。
X: 淡黄色 Y: 淡緑色 Z: 淡緑色	0.4~ 0.5	極少量の Mn が X 線蛍光分析によつて検出された, しかし Ti は検出されなかつた, (004) の (005) に対する強度比 Iobs. (004)/Iobs. (005) は 0.70~0.85 であつた; Gower <sup>4)</sup> によれば, この強度比は 6 配位の位置に 40~50% の Fe を有する金雲母のそれに相当する。
O: 緑青色 E: 淡橘紅色	0.4 0.5	外観黒色; $a_0=15.97\text{\AA}$ , $c_0=7.23\text{\AA}$ , $C_0/a_0=0.453$ ; 極少量の Mn が X 線蛍光分析によつて検出された; Epprecht <sup>5)</sup> によれば, これらの格子定数は dravite-schorlite 系の電気石のそれらに相当する。

4) Gower, J. A. : Am. Jour. Sci., **255**, 142~156, 1957. 5) Epprecht, W. : Schweiz. Min. Petro. Mitt., **33**, 481~505, 1953.

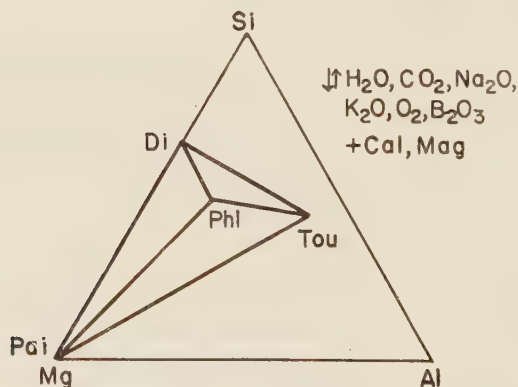
ルンの境界は鮮明でなく、漸移的である。黄銅鉱、磁硫鉄鉱及び閃亜鉛鉱はしばしば細脈をなしてページ石スカルンを切る。顕微鏡下で観察すると、金雲母の周辺部はしばしば緑泥石に変化している。このような事実から、柘榴石はページ石より早期に生成した鉱物であり、緑泥石、黄銅鉱、磁硫鉄鉱及び閃亜鉛鉱はページ石より晩期に生成した鉱物であると推定される。

鏡下で観察すると、ページ石の不透明な針状結晶は方解石中に埋まつており（第2図-d）、ページ石スカルンには次の様な共生関係が認められる。

1. ページ石—金雲母—電気石—方解石—磁鉄鉱、
2. 透輝石—ページ石—金雲母—方解石—磁鉄鉱、
3. 透輝石—金雲母—電気石—方解石—磁鉄鉱、

これらの鉱物の光学的性質を第1表に示し、共生関係を第5図に示す。

第3図



釜石鉱山産ページ石スカルンの共生関係。Cal：方解石，Di：透輝石，Mag：磁鉄鉱，Pai：ページ石，Phl：金雲母，Tou：電気石， $\updownarrow$ ：完全に可動な成分，+：過剰な成分。

新山鉱床 350 米準に分布するページ石は柘榴石—単斜輝石スカルンに接する大理石中の黒色不純層をなしている。この黒色不純層と柘榴石—単斜輝石スカルンの生成時期の関係は、両者の産状における切り合い関係が見られないために、明らかでない。

鏡下で観察するとページ石の不透明な針状結晶は方解石中に埋まつており（第2図-c）、この不純層には次の様な共生関係が認められる。

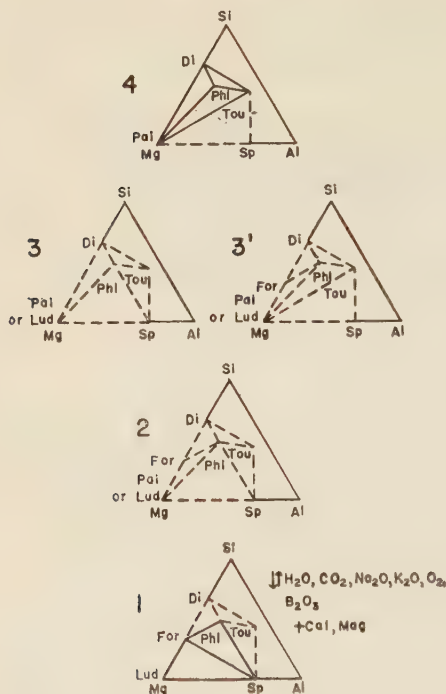
Ca に富む角閃石—ページ石—金雲母—方解石—磁鉄鉱

Ca に富む角閃石及び金雲母は部分的に緑泥石に変化している。これらの鉱物の外に少量の磷灰石、閃亜鉛鉱の存在する部分もある。





第 5 図



Fe の化学ポテンシャルが増加するに従つて、ルドウィヒ石系鉱物を含む共生関係の領域が 1, 2, 3, 4 或は 1, 2, 3', 4 の順に拡大する。実線は観察された共生関係を、破線は推定された共生関係を示す。略号, Cal: 方解石, Di: 透輝石, For: 苦土カンラン石, Lud: ルドウィヒ石, Mag: 磁鉄鉱, Pai: ページ石, Phl: 金雲母, Sp: スピネル, Tou: 電気石, ↑↓: 完全に可動な成分, +: 過剰な成分。

構成する斜ヒューム石, 苦土橄欖石, ルドウィヒ石, スピネル中の  $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$  はいずれも大きくないことが渡辺<sup>1)</sup> によつて明らかにされている。ルドウィヒ石を含むスカルンを構成する金雲母中の  $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$  が小さいことは, 上根市スカルン中の金雲母の屈折率 ( $\beta=1.592$ ) から明らかである。

ページ石及びルドウィヒ石が生成する温度・圧力については全く知られていない。しかし, ページ石の原産地であるアラスカの Brooks Mountain においては, ページ石ス

可動な (perfectly mobile) 成分は  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_2$  及び  $\text{B}_2\text{O}_3$  であり, 他の成分は不活性 (inert) である。以下においては, 方解石及び磁鉄鉱として過剰の Ca 及び Fe をもつページ石スカルン及びルドウィヒ石を含むスカルンについて成因的考察を加える。この様なスカルンにおいて determining inert components は Al, Mg 及び Si である。これらのスカルンにおいては磁鉄鉱が過剰な鉱物であるから, これらのスカルンの生成に関与した細孔隙流体 (pore fluid) 中の  $\text{O}_2$  の化学ポテンシャルが減少したとすると, この系の Fe の化学ポテンシャルは増加したに違いない。これに伴つて, これらのスカルンを構成する鉱物中の Fe の含有量も増加したに違いない。第 1 表を見ると, ページ石スカルンを構成する透輝石, 金雲母, 電気石中の  $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$  はいずれも大きくないが, ページ石中のそれは大きいことが判かる。またルドウィヒ石を含むスカルンを

1) Watanabe, T.: 前出, 1938; 前出, 1943.

カルンが産出する近傍にルドウィヒ石を含むスカルンが産出することを Knopf 及び Schaller<sup>1)</sup> は記載している。従つて、ページ石及びルドウィヒ石の共生関係が生成した温度・圧力は等しかつたと仮定することは不当ではない様に思われる。

次に、苦橄輝石—ルドウィヒ石—スピネル—方解石—磁鉄鉱と言う共生関係が生成する様な外的条件の下で、この共生関係の生成に關与する細孔隙流体中の  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $B_2O_3$  等の化学ポテンシャルは一定とし、細孔隙流体中の  $O_2$  の化学ポテンシャルのみが減少し、従つてこの系の Fe の化学ポテンシャルが増加する場合に起る共生関係の変化を第 5 図に示す。この際、さきに述べたページ石—スカルン、ルドウィヒ石を含むスカルンを構成する鉱物の化学組成に關する知識から、Fe の化学ポテンシャルの増加によつて透輝石、苦橄輝石、金雲母、スピネル、電気石等の化学組成は変化せず、ルドウィヒ系鉱物の化学組成のみが変化するものと仮定している。第 5 図において、Fe の化学ポテンシャルが増加するに従つて、共生関係が  $1 \rightarrow 2 \rightarrow 3 \rightarrow 4$ ,  $1 \rightarrow 2 \rightarrow 3' \rightarrow 4$  のいずれの順をとるかは、この考察からも、現在までに知られているルドウィヒ石系鉱物の共生関係からも明らかではない。

結局ページ石及びルドウィヒ石の共生関係の生成した温度、圧力、これらの共生関係の生成に關与した細孔隙流体中の  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  及び  $B_2O_3$  の化学ポテンシャルが等しかつたとすれば、ページ石の共生関係は細孔隙流体中の  $O_2$  の化学ポテンシャルが低く、この系の Fe の化学ポテンシャルが高い条件の下で、ルドウィヒ石のそれは  $O_2$  の化学ポテンシャルが高く、Fe の化学ポテンシャルが低い条件の下で生成されたものと推論される。

1) Knopf, A. & Schaller, W. T. : 前出, 1908.

## 新潟油田寺泊褶曲帯の石油母層

## —石油母岩の研究 第4報—

Consideration on organic constituents and lithology of the  
resource-rocks of petroleum in the Teradomari folding zone,  
Niigata Oil Field

—Studies on the resource-rocks of petroleum (4th report)—

阿部正宏 (Masahiro Abe)\*

**Abstract :** Petrologic and sedimentologic studies on the source-rocks of petroleum in the Teradomari folding zone in Niigata Prefecture have been carried out. The extractive organic constituents of the fine grained clastics, so-called grey shale, black shale and hard shale, were determined. The relations between the stratigraphic distribution of the organic constituents and the lithologic features and other characteristics of the source rocks themselves were discussed in the present paper.

It may be suggested that the results afford important criteria for the interpretation of complex phenomena related with the Neogene sediments developed in the oil-fields of Japan.

## 1. ま え が き

新潟油田(越後油田)\*\* は古い油田史をもつために、他地区に比べて極めて多くの研究報告がある。中でも新潟県下の第三系に関しては、地層の区分・岩相の変化及び連続性がかなり明確にされ、堆積作用・構造運動・集油の関係が明瞭になつてきた。従来石油鉱床の成立には、a) 石油母層の発達 b) 貯溜岩の存在 c) 適当地質構造の3つの条件と、d) 蓋岩(cap rock)の存在が必要と考えられる。一方石油生成の問題としては、a) 組成——石油の根源物質(有機物質)から多種多様の石油がいかんして生成したかという点—— b) 根源物質(有機物質)の内容 c) 環境——物理的条件、化学的条件—— d) 時間——石油の存在する地層及び岩石中において経過した時間——の4つの問題が残されている。集油機構に関しては、地質構造或いは運動に関連して一応の解釈が可能であるが、石油母層の問題は石油の成因とも関連するので未だ満足すべき点に達したとはいえない。

筆者は1951年以来我国の裏日本含油第三系中のいわゆる黒色頁岩・硬質頁岩について検討する機会が与えられ、秋田・山形・新潟の含油第三紀層の石油母岩について有機

\* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

\*\* 伊木常誠・大村一蔵両氏によつては越後油田の名称が用いられていたが、戦後金原均二・内藤雄二郎両氏は新潟油田の名称を用いている。

抽出量と岩相の関係、堆積環境、地化学的考察等について調べた。今回はその一部について発表し、一般の御批判を得たいと思う。

## 2. 寺泊褶曲帯の石油母層

**層序概説** 本地域の地質については、伊木常誠<sup>1)</sup>・大村一蔵<sup>2)</sup>・池辺展生<sup>3)</sup>・金原均二<sup>4)</sup>・内藤雄二郎<sup>5)</sup>・池辺 穰<sup>6)</sup>等の研究があり、その外地質調査所・帝国石油株式会社・石油資源開発株式会社の調査報告が多数ある。既にこれらの多くの調査資料によっても明らかにされている如く、本地域の地質の大要について概括してみる。日本海沿いの寺泊町以北(新信濃川以北)弥彦山・角田山附近に七谷層(硬質泥岩・凝灰岩)が分布し、南へ来るにつれて上位の寺泊層(黒色泥岩)が露出し、寺泊町附近に標式的に発達する。寺泊層の黒色泥岩の一部は、出雲崎町附近にも露出している。寺泊層より上位の地層は海岸線に平行に発達し、石地町附近には椎谷層の下部の石地砂岩泥岩互層が発達し、更にその上位には、高浜町椎谷附近に発達する椎谷層の上部の椎谷砂岩が乗る。椎谷層は更に東方の中央褶曲帯\*に属する西越村・内郷村・日吉村・宮本村の村境をなす、小木ノ城址・薬師峠・二田城址・地蔵峠・妙法寺峠を結ぶ線上に細長く露出している。

更に上位の西山層(泥岩・砂岩)は椎谷層をとりまく形で細長く分布する。灰爪層(細上岩・砂岩・介化石を多く含む)は、下位の西山層に局部的不整合を示して上位に発達している。洪積世に属する西越層(砂礫粘土層)が不整合に灰爪層を覆い、最上部に砂礫粘土層が不整合に局部的に発達している。本地域の主なる対比表を示せば第1表の如くなる。

**石油母層** 寺泊褶曲帯は海岸線に殆んど平行に北々東より南々西に走り、この褶曲帯の中には、寺泊・尼瀬・石地・宮川・高町・柏崎・別山・西山の各油田が存在し、中でも西山・別山油田は新潟油田の3大油田の1つで、かなりの産油量を示している。寺泊褶曲帯の東方にもやはり同じ方向で南方に於ては寺泊褶曲帯によつてかくされてしまうが、本地域で明瞭に褶曲帯を示めず中央褶曲帯が走り、剣ヶ峯・厚板・鳥越・宮本の各油田が存在している(第1図)。主要産油層は椎谷層・寺泊層であり、石油母層としては、椎谷層以下に発達する黒色泥岩・硬質泥岩が考えられる。

七谷層の岩相は上位の寺泊層の黒色泥岩・シルト岩は殆んど変わらず、凝灰岩・火山岩の優勢な所が可成り多く認められ、凝灰岩の優勢の所もあり、両者の互層よりなる所もある。硬質頁岩は所により局部的に美しい葉状模様を呈するが、岩相変化は火山砕

1) Iki, T. : Preliminary note on the geology of the Echigo Oil Field, Memo. No. 2, Imp. Geol. Sour., 1910; Japan. Jour. Geol. and Geogr., 1, 1922; Jour. Fac. Engineering, Tokyo. Imp. Univ., 16, 241~279, 1927.

2) 大村一蔵: 地質 35, 1928; 37, 1930.

3) 池辺展生: 石油技, 8, 363~372, 1940; 9, 172~182, 1941.

4) 金原均二: 石油技, 15, 19~32, 62~83, 1950.

5) 内藤雄二郎: 石油技, 17, 167~173, 1952.

6) 池辺 穰: 石油技, 14, 96~99, 1949; 18, 146~156, 1953.

\* 中央褶曲帯は南方に於て寺泊褶曲帯と合して頸城褶曲帯となつている(第1図参照)。



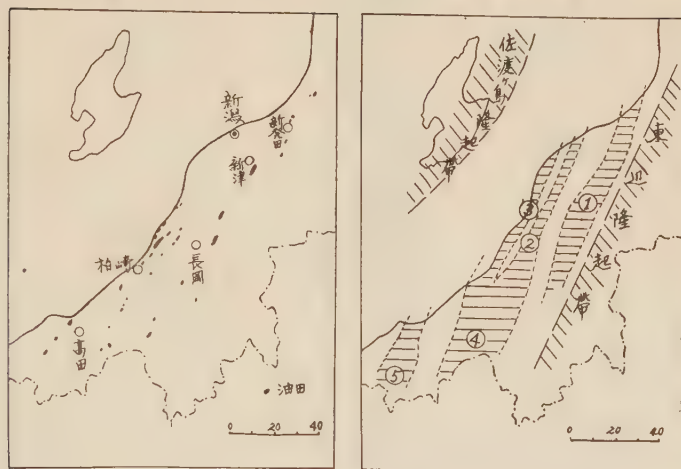
第 1 表 対 比 表

地質時代	地名 (新潟標準層序)	西山附近 池辺 1949 西山油田北部 池辺展生 1941	西山油田 大村一敏 1950	寺泊油田 伊木常誠 1910	与板油田 池辺展生 1937	小千谷油田 千谷好之助 1920	八石油田 池辺展生 1937
洪 積 世	矢代田層	田沢砂礫粘土層	西越層	砂・粘土・礫 上部	砂・粘土・礫 上部	来迎寺礫岩	魚沼統 夾層山土層
	小国層	西越砂礫粘土層	西越層	砂・粘土・礫 砂	砂・粘土・礫 砂	魚沼統 小曲塚砂互層	魚沼統 小曲塚砂互層
鮮 新 世	塚山層	船橋砂層	灰爪層	砂質頁岩 中部	砂岩を介する頁岩 中部	魚沼統 山細砂層	魚沼統 山細砂層
	和南津層	灰爪細土層	灰爪層	砂質頁岩 中部	砂質頁岩 中部	魚沼統 山細砂層	魚沼統 山細砂層
世	白岩層	西山泥岩	西山層	砂岩を介する頁岩 下部	砂岩を介する頁岩 下部	魚沼統 山細砂層	魚沼統 山細砂層
	西山層	浜忠互層	西山層	砂岩を介する頁岩 下部	砂岩を介する頁岩 下部	魚沼統 山細砂層	魚沼統 山細砂層
中 新 世	(浜忠層)	椎谷砂岩	椎谷層	頁岩・砂岩 下部	頁岩・砂岩 下部	魚沼統 山細砂層	魚沼統 山細砂層
	椎谷層	石地砂岩泥岩互層	椎谷層	頁岩・砂岩 下部	頁岩・砂岩 下部	魚沼統 山細砂層	魚沼統 山細砂層
世	寺泊層	尼瀨黑色頁岩	寺泊層	頁岩・砂岩 下部	頁岩・砂岩 下部	魚沼統 山細砂層	魚沼統 山細砂層
	七谷層	尼瀨黑色頁岩	寺泊層	頁岩・砂岩 下部	頁岩・砂岩 下部	魚沼統 山細砂層	魚沼統 山細砂層

第 1 図

油田分布図

構造概念図



- ①：東山褶曲帯 ②：中央褶曲帯 ③：寺泊褶曲帯  
④：頸城褶曲帯 ⑤：難波山褶曲帯

屑物の混入によつて幾分凝灰質の岩相に変化する所もある。寺泊層は塊状の黒色泥岩を主とし、所によつて硬質泥岩を挟在する。しばしば凝灰岩・凝灰角礫岩を挟み、又泥岩砂岩の薄互層よりなるところも認められる。岩相変化に乏しく、大型の介化石は殆んど認められず有孔虫化石に富んでいる。椎谷層になると七谷層・寺泊層とは幾分異なつた岩相となることが各ルートで認められる。椎谷層は砂岩、砂岩・泥岩の互層を主とし、比較的中粒乃至粗粒の堆積物が特徴的に認められる。久酸性の軽石質砂岩や礫岩を時として含む。しかしながら椎谷層中の泥岩と寺泊層中の泥岩とを肉眼的に明瞭に区別することは不可能である。西山層は灰色泥岩・砂質泥岩を主とし、時に凝灰角礫岩や凝灰岩を含む。岩相変化は著しくなく安定している。泥岩そのものは寺泊層や七谷層で見る様な黒色泥岩というものは少なく、やゝ軽くソフトな感じのする灰色泥岩で幾分趣を異にする<sup>1)</sup>。灰灰層の岩相は砂岩及びシルト岩を主とし一部礫岩の夾在もあり、岩相も可成り明瞭に変化し亜炭や炭質物の混入が認められ、動揺的堆積相を示めし固結度も可成り悪い傾向が認められる。大口 R 8 号井のカッティング試料について機械的分析の区分や鉱物岩石による区分も既に発表<sup>2)</sup>し、寺泊褶曲帯、東山褶曲帯との比較検討も或程度の見通しは出来たが、今回は石油母層関係の泥岩・シルト岩についてののみ考察することにして、鉱物成分等の考察は後日稿を改めて発表する。

1) 土田定次郎：石油技，**23**，143，1958.

2) Kato, I., Abe, M. : Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III. **6**, 169～183, 1959 ; 加藤磐雄・阿部正宏；石油技，**24**，148，1959.

第 2 表

番号	ル ー ト No.	地 層 名	有機物 抽出量 %	番号	ル ー ト No.	地 層 名	有機物 抽出量 %
1	Ok 1	Haizume	0.03	23	Is 3	Teradomari	0.08
2	Ok 2	Nishiyama	0.04	29	Is 4	"	0.10
3	Ok 3	"	0.03	30	Y 1	"	0.05
4	Oj 1	"	0.02	31	Y 2	"	0.05
5	Oj 2	"	0.05	32	Y 3	"	0.05
6	Oj 3	Shiia	0.05	33	Y 4	"	0.08
7	C 1	"	0.03	34	Y 5	"	0.10
8	C 2	"	0.04	35	Y 6	"	0.20
9	C 3	"	0.06	36	Y 7	"	0.11
10	C 4	"	0.05	37	Y 8	Nanatani	0.17
11	C 5	"	0.03	38	Y 9	"	0.10
12	M 1	"	0.03	39	Y 10	Maze tuff	0.07
13	M 2	"	0.04	40	A 1	Teradomari	0.11
14	M 3	"	0.03	41	A 2	"	0.12
15	M 4	"	0.08	42	A 3	"	0.09
16	M 5	"	0.06	43	A 4	"	0.15
17	M 6	"	0.05	44	A 5	"	0.14
18	M 7	"	0.04	45	A 6	Nanatani	0.08
19	M 8	Ishiji	0.05	46	A 7	"	0.18
20	M 9	"	0.05	47	A 8	"	0.10
21	Iz 1	Teradomari	0.06	48	Yy 11	"	0.07
22	Iz 2	"	0.05	49	Yy 12	"	0.02
23	Iz 3	"	0.06	50	Yy 13	"	0.03
24	Iz 4	"	0.07	51	Yy 14	"	0.02
25	Iz 5	"	0.08	52	Yy 15	"	0.02
26	Is 1	"	0.04	53	Yy 16	"	0.01
27	Is 2	"	0.04				

Ok : 岡野町ルート Oj : 小千谷ルート C : 中央油帯ルート M : 宮川ルート  
 Iz : 石地ルート Is : 出雲崎ルート Y : 弥彦ルート A : 尼瀬ルート  
 Yy : 弥彦山ルート

### 3. 分 析 結 果

寺泊褶曲帯に關係する 黒色泥岩・硬質泥岩・灰色泥岩・凝灰質泥岩について石油母層としての価値と岩相による有機物抽出量の關係を調べる目的で有機物抽出を行つた\* (第2表)。1つのルートで七谷層から上位の地層の試料を採取することが不可能な為、弥彦山附近より南は小千谷市西方地域迄広げて 数本のルートについて その地層の代表的な試料について分析を行つた。椎谷層迄の上位層は 標準的標本試料が少なく、分析したものも数的に少いが殆んど代表的試料を比較する意味で表示した。先に加藤磐雄と発表<sup>1)</sup> した大口 R8号井カッティング試料、並びに東山油田南部比礼地区と更に南の小千谷市東方の荒谷地区、現在石油を産出している 川口南方の田麦山地区の 泥岩・シルト岩とも比較検討してみた。

\* 岩石試料 30gr をベンゼン・アセトン・アルコール混合溶媒 (70 : 15 : 15) で 8時間湯せん抽出を行つた。

1) 加藤磐雄・阿部正宏 : 前出, 1959 ; 岩鉱, 43, 254~261, 1959; 加藤磐雄・阿部正宏・島田显郎・永田 実 : 石油技, 24, 148~149, 1959.

寺泊褶曲帯上の泥岩は、寺泊層並びに七谷層の上部に可成り多くの有機物抽出が認められ、一部椎谷層にも多い部分が認められた (第 2 図)。全体的にまとめて言えることは、2 次的に集積した原油の影響を考に入れても、寺泊層と七谷層の上部は可成りの抽出性有機物を含んでいることがわかる。

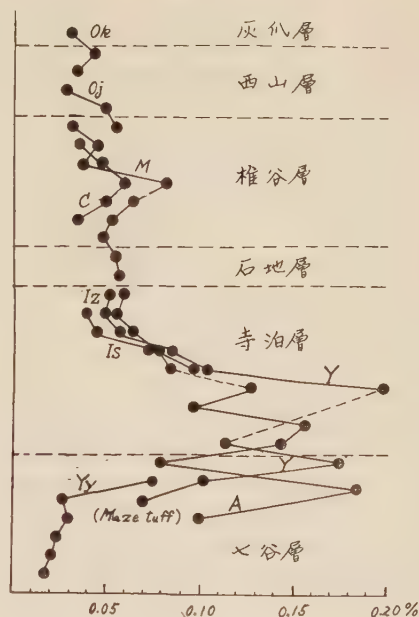
東山褶曲帯の試料に於ても灰爪層相当層は 0.03~0.04%，西山層相当層は 0.04~0.09% で大部分は 0.04~0.06%，椎谷層が 0.05~0.07%，寺泊層は最低 0.06% で大部分が 0.1% 以上の抽出性有機物を含んでいる。抽出性有機物量からみた東山褶曲帯と寺泊褶曲帯の泥岩は殆んど似た傾向を有し、寺泊層以下に可成り多い抽出量が認められ、堆積岩岩相と抽出量の関係は良い相関を示すことが明瞭に認められる。弥彦山ル

ールの試料は火山岩・凝灰岩が非常に多く発達し、この為に石油母層となりうる母岩の泥岩・シルト岩もこの影響によつて可成り凝灰質泥岩・凝灰質シルト岩におきかわり、有機物の抽出量も急激に減少している。この様に岩相変化による関係は新庄盆地の塩根川ルート・春木川ルートの試料について抽出した際にも現われている。七谷層の火成活動の多い附近で急激に減少することも、東山油田南部比礼地区のコア試料の抽出でも明瞭にあらわれている。

#### 4. 考 察

K.O. Emery や S.C. Rittenbeg<sup>1)</sup> が述べている様に、有機物の量は中位の距離 (陸岸から) の細粒堆積物に最も大であるとの意見は、この地域の抽出性有機物の分布にもあてはまるようである。現世堆積物の関係と地質時代の堆積物とは幾分趣を異にすることは想像されるが、抽出量よりみた関係は堆積環境・堆積機構に支配されて岩質と

第 2 図



- |             |             |
|-------------|-------------|
| Ok : 岡野町ルート | Oj : 小千谷ルート |
| C : 中央油帯ルート | M : 宮川ルート   |
| Iz : 石地ルート  | Is : 出雲崎ルート |
| Y : 弥彦ルート   | A : 尼瀬ルート   |
| Yy : 弥彦山ルート |             |

1) Emery, K.O., Rittenbeg, S.C. : Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 36, 735~806, 1952.



の關係が明瞭に認められる。寺泊層や七谷層上部の 黑色泥岩・硬質泥岩が可成り厚く発達する地域のものが抽出量が大であり、又岩相変化が著しくなく安定している地層に多い抽出量を示す。椎谷層の黑色泥岩は寺泊層の泥岩と近似しているが、岩相に支配されて砂岩の互層或いは介在の多い地域と泥岩の発達の続く地域とで変化が明瞭で、前者は少く後者に多い。椎谷層以下の黑色泥岩と椎谷層以上の灰色泥岩とでは、肉眼的に區別出来、有機抽出量の上からも差違が認められる。

寺泊褶曲帯の石油母層も Emery, Rittenbeg の云う様に比較的細粒の堆積物に多い抽出量を示している。岩質の上からも或る程度安定した著しい岩相変化のない所のもの程良い含有量を示すことが考えられる。陸岸からの距離の問題はこの地域だけで云々することは出来ないが、海流のあまり激しい作用の及ぶ所でないことだけは云うことが出来る。又寺泊層・七谷層に於て大型の介化石が殆んど認められない事実と、可成り多くの有孔虫が認められるという事実を考え合せて推察<sup>1)2)3)</sup>すれば、同じ大陸棚の上としても海盆底の様な環境をもつ特異なものであつたろうと思われる。

東山褶曲帯及び大口 R 8 号井の泥岩・シルト岩と本地域の泥岩・シルト岩を比較してみても殆んど類似した傾向が認められ、椎谷層を境として下位地層の泥岩・シルト岩に多く上位地層に少い。特に両褶曲帯共に寺泊層下部及び七谷層上部に可成り多量の抽出量が認められる。又七谷層下部は火山岩・凝灰岩の混入が多くなり急に減少する傾向は、弥彦山ルートでも比礼地区のコア試料でも全く同じ關係を有している。石油母層の含有する抽出性有機物の面から調べた結果としては、抽出性有機物の分布が、地層堆積の環境及び機構に密接に關係し、岩質に支配されておることと同時にある限られた範囲で地域性をもつことも分つた。

## 5. あ と が き

寺泊褶曲帯と東山褶曲帯から採取される原油の性状は可成りの差違があり、この關係の説明は未だなされておらず、石油母層の解釈の上からも一つの妄点となつてゐるが、今回はこれらの石油母層の研究の一部として母岩となりうるいわゆる灰色頁岩 (grey shale), 黑色頁岩 (black shale), 硬質頁岩 (hard shale) のおのおのについて抽出性有機物の面から調べ、その量比が岩質乃至堆積環境に支配されている点を強調した。今後更に抽出性有機物の層位的地域的分布と、堆積環境・堆積機構の問題、更にこれらと油田分布(油田地域と非油田地域の対立)との相互關係等を明らかにしたいと考えてゐる。

本文を草するにあたり、1949 年以来東北地方第三系の基礎的並びに応用的研究の一環として新庄盆地の基礎的野外調査、鳥海山東麓の野外調査に参加する機会を与えられ、本研究の端緒を作つて戴いた故八木次男教授の御霊前に謹んで謝意を表する。又本研究に際して直接種々の御指導と御教示を頂いた加藤磐雄先生並びに平素有益な御指導を頂いている岩鈹教室の諸先生に心から感謝の意を表する。貴重なコア、カッティング試料を恵与された帝国石油株式会社、石油資源開発株式会社の各位並びに種々の有益な御教示と便宜を賜つた牛島信義・柴田莊三兩氏に深謝する。

研究費の一部は文部省科学研究費によつたことを明らかにし謝意を表する。

1) Haeberle, F.R. : Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **35**, 2238~2250, 1951.

2) Crouch, R.W. : Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **36**, 807~843, 1952.

3) Prokopovich, N. : Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **36**, 878~883, 1952.

## 新しい型の可燃性天然ガス鉱床について

(水溶型可燃性天然ガス鉱床の提案)

On the inflammable natural gas pools of new type  
(The proposal of inflammable natural gas pools  
dissolved-in-water type)

井 島 信五郎 (Shingoro Ijima)\*

**Abstract :** This paper deals with the proposal of a new hypothesis for inflammable natural gas pools of special type found theoretically by the writer in 1948 and has been studied in succession. The hypothesis for the special gas pools is characterized essentially by inflammable natural gas dissolved in the underground water with saturate solubility without oil. The saturate degree is generally determined by the physical and chemical conditions of the solvent water under the ground. The reservoir pressure and temperature are the main factors which control the solubility of inflammable natural gas for the underground water.

Many productive gas wells for the gas pools of this type have already successfully drilled and now under drilling in many areas in Japan from Hokkaidō to Kyūshū, especially vividful in Niigata plain and Southern Kantō basin. The gas pools of this type are important for our country because more than 80% of total inflammable natural gas production of Japan is occupied by the gas of this type. Many theoretical results have been obtained by us by the observation of these gas fields during last eleven years from 1948 to 1959. These theories derived out of hypothesis proposed here seem not only true, but has no contradiction among many theoretical explanations of the gas field phenomena each other on the point of geological and geophysical views.

As the examples of derived theories from the new hypothesis, this paper also takes up some themes and their outlines.

These themes are shown as follows; (1) vertical dissolved gas distribution in the pore water of all strata in the gas field, (2) the gas contents in the inflammable natural gas pools dissolved-in-water type, (3) geochemical prospecting of gas fields, (4) syncline theory for inflammable natural gas pools dissolved-in-water type, (5) arc type exploitation method, (6) calculation of self flowing power for the flowing gas wells, (7) enrichment of inflammable natural gas pools dissolved-in-water type, (8) calculation

\* 地質調査所燃料部石油課

of gas reserves, (9) stability of natural gas production, (10) generation of gas pools with abnormally high gas-water ratio.

As a result, many theories derived from the same one hypothesis have given us nearly enough explanations for many phenomena on these gas pools and have no contradiction among these explanations each other.

Therefore this basemental hypothesis "the natural gas in the gas pools with under ground water exists in the underground water with dissolved feature" can be considered as the one of the new believable theory.

## 1. 緒 論

炭化水素鉱床探鉱の基礎として背斜説すなわちいわゆる重力説が有効であることは、特殊な場合を除き、水よりも軽い液体および気体よりなる炭化水素混合物が、地質構造の上位に向つて移動集積し、鉱床の形成をきたしていることから明らかである。この学説は、その後、流体動力学的観点からの修正が加えられて、更に精密度を高めているが、層内を移動する水と、これらの炭化水素とは、独立の運動ををしている点では変らない。

ところが、昭和 23 年本州中央部日本海にのぞむ新潟ガス田調査の結果、筆者によつて初めて提案された新しい型のメタンガス鉱床の特性は、全く背斜説の説くところと異なるものであつた。それは、本ガス田に賦存するメタンガス鉱床について鉱床中におけるメタンガスのあり方を見れば「メタンガスは地層内を充填する鹹水中に溶けて存在する」と推定されることである。

この提案がなされて以来、この全く新しい仮説に基づく研究から多様の結論が出されており、各種現象の説明に対して提案された学説理論は上記の推論の確實さを立証する理論構成の根幹資料をなすものと考えられるに至つた<sup>1)~14)</sup>。

実在の確認には、尚多くの問題が残されてはいるが、広範囲に見られる多数の事実に

1. 帝国石油株式会社開発部：新潟ガス田について。石油技協，13，1948.
2. 水島三一郎：物理化学。共立出版，1949.
3. 金原均二，他 9 名：石油技協，16，1949.
4. 桑田 勉：溶剤。丸善，1951.
5. 石和田靖章，他 1 名：石油技協，18，1953.
6. 本島公司，他 1 名：山形市附近天然ガス地化学調査報告。地調報告，161，1954.
7. 石和田靖章，他 1 名：石油技協，19，1954.
8. 伊田一善：新潟ガス田の地質。地調月報，6，1955.
9. 伊田一善：石油技協，20，1955.
10. 是沢三郎：教育科学，6，1956.
11. 金原均二，他 2 名：天然ガス。朝倉書店，1958.
12. 本島公司，他 1 名：汽水域の研究。地調報告，1958.
13. 伊田一善：第四紀研究，1，1959.
14. 新潟県：天然ガス調査報告，1959.

立脚して、ここに水溶性可燃性天然ガス鉱床の存在を仮定すれば、これを基礎として誘導した若干の鉱床特性とそれ等に対する機構学的解釈は各現象を合理的に説明することが可能であるとともに、各現象相互間の関連性とも全く矛盾することが見当らない。すなわちこの仮定は地下地層中のメタンガスのあり方を示す一つの基礎理論として発展させ得る可能性を持つものである。

## 2. メタンガス鉱床に対する新しい仮定の設置と新しい鉱床型の提案

一般に天然ガスと言えば、天然に地下に賦存するガス体を指し、これには火山性の炭酸ガス硫化水素その他多種多様のガス体をはじめ、広く堆積層内に埋蔵されているガス体として炭化水素、炭酸ガス、窒素、水素等がある。ここでは、これらガス炭化水素の中からメタンガスを取り出して、その地下における賦存状態の新しい形態について研究してみよう。

昭和23年筆者は、新潟ガス田における多くの天然ガス井について、それらの生産するガス量と、これに随伴する水量の間には、深度にはほぼ相關する比例関係のあることを指摘し、その関係はあたかもガスは溶相に関する Henry の法則に従つて附随水中に溶解しているかに見えるところから、いわゆる、ガス層中には、その深度相應の静水圧と、その温度によつて定まる溶解度を持った含メタンガス水の存在する可能性があることを提案した。この考えは通商産業省工業技術院地質調査所燃料部石油課の研究課題の一つとして取上げられ、新潟ガス田にひき続き関東南部一帯のガス田をはじめ諏訪湖、焼津、酒田、北海道石狩平原などのガス田においても同様な形態の鉱床賦存が立証され、以来この考えに基づき探査・開発の方法が一般に用いられるに至つた。

昭和23年以降、特に昭和27年、メタンガス化学工業原料として、この型のメタンガスが利用着目されてからは、急に開発が進められ、各ガス田に数多くの坑井が掘さくされた。その結果、ガス鉱床の特性即ち地下深部において含メタンガス水を包蔵する粗粒層中のメタンガスのあり方と、そのあり方から誘導される諸現象について考究し、理論の組立てや問題の抽出を計るには、すでに都合よく多くの資料が提供されている。

もちろん、機構学的の面だけを見ても、メタンガスの生成から移動、貯溜、鉱床形成の過程に於いては無数の段階と、これに伴う物理的・化学的その他各面の変化があつたであろうし、これ等の各段階はどの一つを取上げて見ても、今までそうであつた様に、今後も引続き研究討論の対象となるべき多くの問題を含むものである。しかし自然現象を対象としてこれを然らしめた原因なり、機構なりを論じようとするれば、いきおい手近に見られる現象を観察し解析してみるのが一番了解しやすく又便利なのはである。

新潟平原ガス田の開発の中心部は新潟市街地と一致するが、市内の方々に見られるセバレータは、坑井から生産されたガスと水を分離するタンクである。即ち、地下深部の孔隙層内に埋蔵されているガスは、比較的鹹度の高い水と共存しており、ガスを採取しようとするれば、必然的にこの水を汲上げなければならないのである。

従つて、ガス採取量は、採揚される水の量の減少と共に減少し、増加と共に増加するので、生産ガス量を増加しようとする事は含ガス水の増産を計ることに一致する。開発面に於ける実態を見れば、増産措置の一例として、孔明管を長くし、出来るだけ透水



第1表 ストレーナー深度、ガス水比表 (新潟市周辺ガス田)

番号	ストレーナー 深 度	採取量 (一日当り)		ガス 水比	番号	ストレーナー 深 度	採取量 (一日当り)		ガス 水比
		ガス M <sup>3</sup>	水 KL				ガス M <sup>3</sup>	水 KL	
1	302.13~327.63	730	930	0.78	41	359.90~372.70	570	670	0.85
2	335.77~344.80	1.440	1.520	0.95	42	343.92~372.22	1.570	1.500	1.04
3	283.90~302.16	1.020	1.310	0.78	43	443.00~466.33	860	870	0.99
	315.21~354.93				44	455.00~474.50	940	890	1.05
4	336.54~357.50	1.510	1.590	0.95	45	452.43~479.13	60	60	1.00
5	320.37~331.36	970	1.200	0.81	46	458.35~485.90	1.570	1.460	1.07
6	355.96~363.00	1.260	1.330	0.95	47	470.00~499.00	1.300	1.240	1.05
7	338.10~352.46	1.940	2.440	0.80	48	510.16~534.58	1.560	1.380	1.13
8	401.57~418.50	1.670	1.690	0.99	49	510.19~524.47	200	170	1.18
9	440.00~461.00	1.870	1.830	1.02	50	540.51~558.10	1.780	1.520	1.17
10	382.52~407.50	990	970	1.02		534.40~550.40			
11	395.00~410.89	1.560	1.570	1.00	51	545.40~557.77	430	370	1.16
	412.89~420.51				52	549.80~569.37	3.230	2.830	1.14
12	412.00~433.97	870	880	1.00	53	532.00~547.39	80	110	0.73
13	436.43~471.50	1.680	1.650	1.02	54	418.38~504.67	700	810	0.86
14	428.00~455.18	170	150	1.13	55	481.20~493.10	1.590	1.250	1.27
15	442.13~474.98	1.080	1.090	1.00	56	636.79~670.00	2.190	1.600	1.37
16	424.90~455.00	1.790	1.650	1.08	57	625.00~656.86	870	620	1.40
17	419.00~442.74	850	830	1.02	58	620.00~644.37	1.380	1.080	1.28
18	449.50~472.66	1.750	1.770	0.99	59	656.00~685.04	1.780	1.360	1.31
19	435.80~465.49	830	850	0.98	60	581.90~625.00	80	70	1.14
20	440.00~459.88	870	810	1.07	61	580.50~654.68	880	1.070	0.82
21	473.54~495.89	3.090	2.820	1.09	62	210.13~301.38	2.410	1.600	1.52
22	510.00~527.66	1.820	1.710	1.06	63	727.05~762.23	3.450	2.230	1.55
23	521.07~588.50	3.690	3.050	1.21	64	725.69~778.00	2.360	1.570	1.59
24	499.11~518.30	2.110	1.740	1.21	65	740.38~788.16	2.340	1.770	1.32
	523.27~548.38				66	778.99~811.11			
25	534.47~593.26	3.600	2.950	1.22	67	811.11~860.00	1.550	1.090	1.42
	514.94~525.14				68	679.39~703.98			
26	525.05~570.74	1.820	1.530	1.19	69	733.21~771.04	1.690	1.750	0.97
	511.60~523.76				70	119.48~164.00			
27	542.77~554.14	2.450	2.000	1.22	71	126.24~164.24	1.020	1.180	0.86
	494.22~542.14				72	224.75~250.15			
28	492.65~511.76	6.330	5.530	1.14	73	220.80~239.80	1.140	1.180	0.97
	527.82~539.92				74	228.56~246.50			
30	510.80~523.93	1.910	1.630	1.17	75	228.70~255.00	2.650	2.090	1.27
	545.70~559.30				76	485.11~522.31			
31	503.27~519.00	2.270	1.920	1.18	77	471.44~510.65	1.610	1.520	1.06
32	524.79~540.90	1.010	870	1.16	78	495.00~525.00	1.340	1.270	1.06
33	518.00~527.80	940	1.100	1.16	79	473.30~515.00	1.780	1.430	1.24
34	557.85~574.05	1.560	1.320	1.18	80	477.00~517.00	2.600	2.080	1.25
35	531.48~557.14	1.140	970	1.17	81	470.17~513.29	2.730	2.180	1.85
37	535.50~548.19	3.340	2.800	1.18	82	470.04~519.07	2.380	1.900	1.25
	549.19~552.13				83	638.00~688.00			
38	542.40~555.30	7.210	6.300	1.14	84	684.65~705.03	3.350	1.930	1.74
	555.30~562.00				85	669.58~712.03			
39	546.77~576.93	5.220	4.230	1.23	86	674.00~703.76	2.650	1.640	1.62
	576.93~583.43				87	646.50~678.70			
40	313.30~376.60	450	590	0.76	88	678.00~724.34	2.490	1.730	1.44
					89	638.00~679.30			
					90	646.17~677.91	3.380	2.060	1.64
						633.96~666.08	3.000	1.840	1.63
						641.45~672.80	2.830	1.740	1.63

番号	ストレーナー 深 度	採取量 (一日当り)		ガス 水比	番号	ストレーナー 深 度	採取量 (一日当り)		ガス 水比
		ガス M <sup>3</sup>	水 KL				ガス M <sup>3</sup>	水 KL	
91	651.7 ~ 675.3	3.670	2.010	1.83	133	205 ~ 240	680	1.280	0.53
92	644.7 ~ 680.1	3.630	1.990	1.82		465 ~ 471			
93	639.00 ~ 693.09	3.010	1.740	1.72	134	481 ~ 497	330	330	1.01
94	649.06 ~ 678.10	3.630	1.890	1.92		152 ~ 170			
95	752.26 ~ 810.42	3.570	1.850	1.93	135	198 ~ 228	1.140	3.250	0.35
96	824.00 ~ 851.00	830	430	1.93		190 ~ 202			
97	818.01 ~ 862.50	1.830	1.010	1.81	136	211 ~ 227	680	1.110	0.61
98	793.73 ~ 829.46	3.220	1.860	1.73		721 ~ 739			
99	788.30 ~ 824.24	1.950	1.070	1.82	137	746 ~ 777	3.800	1.710	1.40
100	857.26 ~ 910.08	2.690	1.750	1.54		610 ~ 650	3.250	2.640	1.23
101	782.00 ~ 820.00	3.290	2.010	1.64	138	473 ~ 501	2.540	2.070	1.23
102	781.99 ~ 812.04	2.830	1.730	1.64	139	210 ~ 238	2.230	2.900	0.77
103	775.00 ~ 810.67	3.240	1.690	1.92	140	734 ~ 740			
104	774.80 ~ 810.35	3.640	1.890	1.93	141	750 ~ 788	4.390	2.540	1.73
105	785.73 ~ 810.51	2.460	1.510	1.63		620 ~ 652	2.490	2.420	1.03
106	781.03 ~ 817.56	4.840	2.100	2.30	142	477 ~ 510	2.460	2.480	0.99
107	754.16 ~ 805.93	3.930	2.040	1.93	143	214 ~ 244	2.610	3.260	0.80
108	1267.15 ~ 1353.89	870	450	1.93	144	730 ~ 761	4.350	2.800	1.55
109	1159.44 ~ 1202.97	1.740	820	2.12	145	611 ~ 647	3.150	2.560	1.23
110	1396.64 ~ 1524.63	2.280	1.080	2.11	146	452 ~ 492.96	2.200	1.400	1.5
111	1372.21 ~ 1523.22	4.840	1.860	2.60	147	531.97 ~ 570.05	1.200	900	1.3
112	1395.19 ~ 1523.87	2.390	1.130	2.12	148	547.27 ~ 565.41	1.000	1.200	0.8
113	1335.98 ~ 1432.79	1.100	490	2.24	149	540.21 ~ 566.20	1.300	1.300	1.0
114	224.94 ~ 275.47	1.100	1.750	0.63	150	343 ~ 364.42	1.400	1.200	1.1
115	635.20 ~ 671.00	3.300	2.100	1.57	151	373.0 ~ 392.0			
116	521.51 ~ 562.51	1.000	500	2.00	152	402.0 ~ 411.0	2.400	2.400	1.0
117	189.44 ~ 213.99	1.200	1.690	0.71		165.30 ~ 195.30	1.300	2.170	0.6
118	725.95 ~ 736.16	2.500	1.630	1.53	153	376.30 ~ 380.90			
	745.41 ~ 774.30				154	385.90 ~ 396.70	2.500	2.080	1.2
119	644.45 ~ 682.24	2.800	2.000	1.41		403.0 ~ 415.0			
120	498.00 ~ 516.34	3.400	2.460	1.38	155	635.50 ~ 666.30	2.400	2.000	1.2
	536.64 ~ 556.14				156	177.0 ~ 202.40	1.100	1.830	0.6
121	231.87 ~ 272.00	1.520	1.850	0.82		208.65 ~ 214.0			
122	722.50 ~ 741.22	1.400	980	1.43	157	606.36 ~ 653.13	3.300	2.200	1.5
	758.04 ~ 778.48				158	503.23 ~ 547.10	1.400	1.160	1.2
123	500.06 ~ 520.55	3.000	2.140	1.40	159	248.84 ~ 271.82	1.100	2.750	0.4
	530.79 ~ 560.00				160	659.98 ~ 696.59	3.000	1.150	2.6
124	228.18 ~ 269.00	1.320	1.370	0.96	161	389.50 ~ 419.25	2.100	1.610	1.3
125	722.17 ~ 773.30	2.960	2.000	1.38		422.50 ~ 449.60			
126	640.07 ~ 690.62	3.120	2.130	1.46	162	183.42 ~ 189.54	1.000	1.430	0.7
127	497.15 ~ 514.78	3.360	2.730	1.23		194.89 ~ 220.00			
	529.77 ~ 557.50				163	554.42 ~ 599	2.160	1.800	1.2
128	229.14 ~ 266.88	1.650	2.540	0.65		440.45 ~ 447.02	1.200	1.200	1.0
129	735.12 ~ 775.98	3.700	2.550	1.45	164	457.25 ~ 489			
	738.51 ~ 793.00				165	353.62 ~ 373.62	1.200	1.200	1.0
130	638.35 ~ 689.53	3.120	2.150	1.45		393.71 ~ 424			
131	494.62 ~ 505.08	3.120	2.580	1.21	166	541.40 ~ 555.40	830	827	1.00
	533.75 ~ 533.52					561.40 ~ 585.50			
132	220.0 ~ 271.21	1.680	1.770	0.95	167	543.60 ~ 574.30	1.200	1.157	1.04

番号	ストレーナー 深 度	採取量 (一日当り)		ガス 水比	番号	ストレーナー 深 度	採取量 (一日当り)		ガス 水比
		ガス M <sup>3</sup>	水 KL				ガス M <sup>3</sup>	水 KL	
168	519.59~539.12 545.17~575.22	1.450	1.516	0.96	202	93.92~118.59 146.78~157.00	1.500	2.516	0.6
169	353.40~383.80 413.30~424.40	970	1.157	0.84	203	518.00~536.51	3.820	3.183	1.2
170	159.05~178.31 194.53~209.23	590	1.709	0.35	204	392.67~401.69 409.00~418.83	3.380	3.756	0.9
171	557.40~593.30	945	1.157	0.78	205	260.15~264.50 264.50~284.83	2.120	2.645	0.8
172	476.60~503.34	800	800	1.00	206	107.03~115.50	1.500	2.516	0.6
173	227.63~252.20	1.100	2.124	0.52	207	514.00~524.27 524.07~539.34	5.240	4.358	1.2
174	184.90~189.48 194.90~204.54 208.0 ~270.15	600	1.680	0.361	208	391.58~400.00 409.23~428.46	1.710	1.897	0.9
175	226.67~253.00	228	450	0.499	209	254.70~282.88 282.88~293.12	3.000	3.750	0.8
176	426 ~466	2.080	2.285	0.9	210	104.50~109.62 123.38~132.00	1.510	2.516	0.6
177	419 ~454	1.700	1.850	0.9	211	512.50~535.36 535.36~543.49	5.450	4.358	1.25
178	444 ~487	1.774	1.774	1.0	212	397.00~402.92 412.14~421.62 421.62~431.66	2.740	3.046	0.9
179	290 ~330	800	1.000	0.8	213	505.21~539.00	5.440	4.358	1.25
180	155 ~165 200 ~205 210 ~232	480	0.801	0.6	214	387.37~404.11 415.94~436.00	1.845	2.024	0.9
181	126 ~139	1.627	2.721	0.6	215	259.50~436.00	2.010	2.516	0.8
182	132.85~147.16	384	0.960	0.4	216	100.08~109.00	2.080	3.610	0.6
183	551.5 ~582.5	4.704	3.360	1.4	217	522.50~549.38	5.070	4.053	1.25
184	544.25~581.5	1.700	1.416	1.2	218	349.50~404.34 413.56~433.56	1.845	1.897	0.9
185	209.1 ~224.8	1.296	2.160	0.6	219	255.82~285.41	3.12	3.904	0.8
186	892.0 ~909.44 987.27~996.20	1.825	1.038	1.78	220	100.94~111.17	1.680	2.800	0.6
187	419.65~437.65 437.65~445.97 445.97~454.70	3.980	3.260	1.24	221	516.45~547.20	4.340	3.465	1.25
188	264.48~304.78	2.500	1.980	1.26	222	390.96~430.95	1.710	1.897	0.9
189	395.0 ~420.69	1.400	2.310	0.61	223	261.00~291.06	1.680	2.100	0.8
190	260.27~290.97	2.000	2.480	0.81	224	101.0 ~111.23	1.140	1.897	0.6
191	524.56~565.75	1.600	1.430	1.12	225	547.0 ~562.27	4.165	3.465	1.2
192	404.11~414.22 414.22~433.12	950	1.100	0.86	226	410.27~420.27 425.33~435.37	1.960	2.142	0.9
193	274.01~292.27 292.27~309.15	510	1.640	0.31	227	269.07~279.30 279.30~289.13	1.435	2.024	0.7
194	109.59~130.00	1.320	770	1.70	228	100.84~116.00	1.025	1.690	0.6
195	529.38~539.26 550.07~567.96	2.850	2.080	1.37	229	540.62~568.31	4.165	3.465	1.2
196	409.01~418.84 429.04~439.30	900	1.430	0.63	230	414.00~424.23	2.380	2.645	0.9
197	409.60~419.83 429.85~444.75	1.400	2.080	0.67	231	272.00~292.36	2.230	3.183	0.7
198	110.93~147.64	2.000	3.206	0.63	232	1016.69~1041.00	945	524	1.8
199	523.49~546.77	5.230	4.360	1.2	233	557.00~586.93	4.000	3.325	1.2
200	393.16~423.44	2.620	2.910	0.9	234	422.30~432.34 438.87~459.32	2.620	2.912	0.9
201	254.71~274.77 274.77~285.00	2.010	2.516	0.8	235	285.31~310.00	1.760	2.516	0.7

番号	ストレーナー 深 度	採 取 量 (一日当り)		ガス 水比	番号	ストレーナー 深 度	採 取 量 (一日当り)		ガス 水比
		ガス M <sup>3</sup>	水 KL				ガス M <sup>3</sup>	水 KL	
236	554.80~611.37	4.340	3.610	1.2	264	598 ~635	1.100	900	1.25
	407.37~417.39				265	381.3 ~487.8	1.200	1.300	0.86
237	429.15~439.37	2.260	2.516	0.9	266	393 ~439	1.500	1.300	1.15
	459.91~466.24				267	371.8 ~419.4	300	400	0.81
238	277.73~287.56	1.435	2.024	0.7	268	656 ~707.6	2.200	1.400	1.56
239	138 ~154	2.000	1.300	1.5	269	695 ~744.6	3.000	1.900	1.55
					270	601 ~638.5	1.900	1.200	1.53
240	180 ~195	800	700	1.1		320 ~328			
	205 ~210				271	348 ~356	3.000	6.200	0.47
	212 ~222					364 ~420			
241	233 ~235	200	100	1.5	272	130 ~170	1.000	1.500	0.5
	240 ~252				273	204 ~290	1.600	2.400	0.5
242	143 ~158	400	400	1.1	274	215 ~263	650	1.600	0.4
	190 ~195					352 ~358			
243	285 ~338	900	600	1.5	275	364 ~405	1.260	1.500	0.8
244	320 ~410	700	600	1.1					
245	250 ~314	1.400	900	1.5	276	413 ~418	2.160	2.710	0.8
246	285 ~338	1.800	1.600	1.1		352 ~393			
					277	406 ~412	2.900	3.000	0.96
247	1.079.0~1.108.0	200	120	1.67		558 ~571			
	1.095.0~1.133.0				278	583 ~604	4.500	2.650	1.62
248	688 ~745	5.070	3.640	1.40	279	587 ~641	4.300	3.260	1.38
249	499 ~560	730	780	0.93	280	480 ~505	2.150	1.850	1.16
250	671 ~720	4.000	3.180	1.26	281	368 ~395	2.530	2.080	1.23
251	483 ~535	950	1.130	0.84	282	740 ~794.80	3.920	2.250	1.74
252	356 ~430	1.000	1.900	0.53	283	261.90~279.50	2.380	2.900	0.82
253	670 ~709	4.140	3.260	1.27	284	164.50~209.90	2.048	2.600	0.78
254	484 ~509	1.280	1.540	0.83	285	1019.20~1079.70	7.200	3.000	2.40
255	310 ~339	1.450	2.540	0.57		817.80~831.80			
256	663 ~704	4.840	3.770	1.28	286	850.30~880	3.050	1.600	1.91
257	478 ~503	1.550	1.780	0.87		518.90~558.30			
258	396 ~425	1.150	1.300	0.89	287	568.40~588.60	3.270	2.000	1.64
259	505 ~540	1.000	700	1.30		169 ~190.10			
260	254 ~298	2.000	1.700	1.13	288	231.80~290.50	2.300	3.400	0.68
261	615 ~644	1.000	800	1.27	289	221 ~246	620	1.033	0.6
	650 ~655				290	165 ~215	820	1.366	0.6
262	369 ~374	800	700	1.03	291	101 ~156	310	516	0.6
	383 ~420				292	220 ~250	750	1.250	0.6
263	339 ~363	300	300	0.93	293	350	400	500	0.8

(南関東ガス田)

294	398.70~498.72	100	110	0.9	299	304.02~504.59	720	170	4.2
	227.36~285.02				300	294.06~498.06	730	172	4.2
295	319.18~501.07	2.000	220	9	301	290 ~490	500	150	3.3
					302	204.19~498.60	250	150	1.6
296	236.96~304.33	1.240	175	7	303	182	330	250	1.3
	329.54~459.03				304	182	330	220	1.4
297	272.24~498.25	880	180	4.8	305	318.22~503.69	800	130	6.1
					306	306.55~503.54	1.000	144	6.9
298	300.6 ~500	600	180	3.3	307	300.37~500.23	1.100	170	6.3



番号	ストレーナー 深 度	採 取 量 (一日当り)		ガス 水比	番号	ストレーナー 深 度	採 取 量 (一日当り)		ガス 水比
		ガス M <sup>3</sup>	水 KL				ガス M <sup>3</sup>	水 KL	
308	279.91~362.86 396.04~501.11	800	120	6.6	358	209.79~468.05	720	170	4.2
309	300 ~405	500	400	1.2	359	235.60~447.96	400	120	3.3
	435 ~480				360	204.50~423	720	190	3.8
310	741.30~895.30	400	420	0.9	361	231.94~407.29	560	230	2.4
311	505.12~661	600	500	1.2	362	272.26~488.79	720	140	5.1
312	487 ~971	3.700	1.990	1.85	363	280.42~480.43	720	120	6
	996 ~1.500				364	236.92~452.50	550	140	3.9
313	301.41~530.97	1.000	100	10	365	271.63~481.43	720	170	4.2
314	333.91~525.05	630	120	5.2	366	261.38~472.12	560	50	11.2
315	324.40~529.40	860	80	1.07	367	265.60~470.32	880	140	6.2
316	310.19~513.01	580	157	4.25	368	254.61~455	1.200	230	5.2
317	260.65~522.67	1.400	157	8.9	369	251.60~462.09	900	170	5.2
318	306.60~520.10	1.100	163	6.7	370	282.43~490.09	740	170	4.3
319	328.82~526.20	790	100	7.9	371	256.08~489.24	720	140	5.1
320	336.76~550.36	790	120	6.5	372	260.72~476.57	1.100	180	4.1
321	316.48~521.55	1.190	140	8.5	373	263.82~472.61	900	160	5.6
322	335.55~536.15	1.000	110	9.9	374	207.82~402.21	550	170	3.2
323	232 ~532.90	1.500	250	6	375	210.12~400.25	880	230	3.8
324	319.28~522.85	1.200	85	1.4	376	271.76~486.86	620	190	3.2
325	323.27~521.76	2.500	240	1.4	377	202.63~391.4	480	190	2.5
326	316.60~520.73	880	190	4.6	378	248.33~472.33	880	190	4.6
327	316.41~517.67	1.750	200	8.7	379	228.47~445.33	620	190	3.2
328	306.95~507.05	1.450	160	9.6	380	228.90~435.73	400	170	2.3
329	310.61~498.57	1.000	130	7.6	381	224.51~439.36	720	190	3.7
330	301.13~500.76	1.610	85	1.8	382	205.59~420.87	720	170	4.2
331	321.71~512.04	990	170	5.8	383	191.50~381	880	230	3.8
332	367.41~511.90	720	180	4	384	356.90~455.90	480	170	2.8
333	306.77~505.12	1.750	180	9.7	385	200.03~430.31	720	190	3.7
334	304.91~507.29	1.100	176	6.2	386	251.4 ~460	400	170	2.3
335	295.05~510.24	1.700	165	10.3	387	252 ~453	720	190	3.7
336	301.73~475.68	1.400	160	8.7	388	242 ~449.7	900	200	4.5
337	304.67~495.22	1.100	120	9.1	389	490 ~1000	1.300	860	1.5
338	266.12~486.76	1.500	170	8.8	390	707 ~1197	1.550	970	1.5
339	291.59~483	2.000	250	8	391	220 ~450	223	220	1.01
340	348.90~545.07	920	110	8.3	392	499 ~751 749 ~905	980	600	1.6
341	339.51~547.04	990	150	6.6	393	509 ~716	750	250	3
342	341.04~548.39	690	135	5.1	394	403 ~661	250	250	1
343	335.87~544.23	530	135	3.9	395	296 ~372	30	30	1
344	329.43~535.06	790	180	4.3	396	303 ~497	1.150	250	4.6
345	332.70~532.57	620	135	4.5	397	310 ~504	670	190	3.5
346	320.92~527.05	2.130	230	9.2	398	420 ~630	660	170	3.8
347	313.07~513.15	1.060	170	6.2	399	325 ~421 456 ~574	660	160	4.1
348	294.38~509.70	820	157	5.2	400	305 ~511	780	180	4.3
349	277.86~515.61	670	140	4.7	401	285 ~344 260 ~512	640	170	3.7
350	302.71~557.70	900	145	6.2	402	319 ~502	560	160	3.5
351	302.78~510	1.700	280	6.09	403	295 ~551	700	160	4.3
352	285.92~474.82	1.500	130	11.9	404	315 ~531	500	160	3.1
353	272.90~479.52	1.700	140	12.1	405	321 ~522	690	160	4.3
354	298.66~497.13	1.400	140	10					
355	255.11~460.46	2.000	140	12.5					
356	200 ~327.57	360	100	3.6					
357	219.37~411.19	400	130	3.0					

番号	ストレーナー 深 度	採取量 (一日当り)		ガス 水比	番号	ストレーナー 深 度	採取量 (一日当り)		ガス 水比
		ガス M <sup>3</sup>	水 KL				ガス M <sup>3</sup>	水 KL	
406	432 ~532	660	110	6.6	452	469.9 ~595.2	1180	720	1.6
407	317 ~532	840	190	4.4	453	503.7 ~632.3	1320	790	1.6
408	329 ~530	530	180	2.9	454	447.2 ~574	1370	930	1.4
409	331 ~513	750	150	5	455	575.1 ~670.5	1360	895	1.5
410	344 ~532	690	130	5.2	456	560.3 ~682.6	1600	1090	1.4
411	342 ~561	510	190	2.6	457	479.8 ~626.7	1310	890	1.3
412	258 ~426	600	155	3.2	458	461.35 ~481.3	1070	770	1.3
413	349 ~530	510	110	4.6	459	716.5 ~800	558	297	1.9
414	310 ~530	710	150	4.7		758 ~799			
415	328 ~400	270	155	1.9	460	838 ~898	240	120	2
416	240 ~450	840	194	4.3					
417	221 ~444	1.100	200	5.5	461	980 ~1202.5			
	215 ~343				462	782.2 ~1003	1100	450	2.7
418	382 ~474	400	129	3.1		687 ~704.6			
					463	757 ~778.2	2060	1300	1.5
419	290 ~532	940	145	6.3		720 ~765			
420	297 ~631	930	220	4.2	464	830 ~910	1900	1050	1.8
421	238 ~444	690	170	4		776 ~799.3			
422	261 ~500.5	760	220	3.4	465	924 ~932.8	3500	1250	2.8
423	229 ~444	1.100	172	6.3		940.4 ~1048.4			
424	231 ~464	690	222	3.1	466	748.8 ~779.3			
425	276 ~471	900	140	6.4		863.6 ~871.5	1000	500	2
426	300 ~510	420	130	3.2	467	876.9 ~993.5			
427	237 ~460	940	155	6					
428	253 ~460	850	172	2.9	468	678.8 ~847.7	2100	1400	1.5
429	214 ~450	570	165	3.4	469	516.7 ~617.1	1100	780	1.4
430	218 ~438	1.000	140	7.1		404 ~422			
431	225 ~441	970	150	6.2	470	435.4 ~459.9	1150	750	1.5
432	291 ~501	400	129	3.1		533.7 ~589.8			
433	258 ~461	680	155	4.3		512.1 ~554.1	1720	1100	1.5
434	287 ~500	690	170	4		501.2 ~603.6			
435	269 ~477	730	172	4.2	471	253 ~293.9	800	817	0.9
436	239 ~420	690	140	4.9	472	335 ~500			
437	371 ~600	590	150	3.9		794 ~998	2552	1276	2
438	296 ~493	660	145	4.5	473	998 ~1306			
439	250 ~451	730	155	4.7					
440	274 ~450	610	150	4.1	474	991 ~1297	3672	1636	2
441	520 ~611.4	1265	1246	1.01	475	665 ~855	1420	840	1.6
	240.86 ~292.86				476	865 ~1035			
442	339.7 ~495.7	990	950	1	477	891 ~1100.6	4000	2400	1.1
	523 ~590				478	794 ~944	1100	650	1.6
443	607 ~713				479	782 ~1003	1100	450	2.6
	719 ~723	1400	900		480	716 ~1013	2160	1200	1.8
444	780 ~790			1.5:1	481	635 ~729.8	1240	763	1.6
	800 ~810	1500	1000		482	651 ~727	1110	660	1.6
445	819 ~893				483	623 ~711	1490	955	1.4
446	580.83 ~675.83	1030	672	1.5	484	605 ~637	1590	1055	1.4
447	547 ~658	943	596	1.5		644 ~705			
	657.4 ~672				485	480 ~572.6	1140	730	1.5
448	682 ~690.1				486	445 ~545	1310	790	1.4
	804.4 ~818.6								
449	842.8 ~941	2330	1190	1.2					
	961.2 ~1025.7								
450	1030.8 ~1036.1								
451	1046.3 ~1054.5								

性粗粒含ガス水層との接触面を大きくするように設計することがある。孔明管の長さは、時に 300m を越すことがあり、この間に数層以上、薄い砂層等の場合には、数十層以上の含ガス水孔隙層 すなわちガス層が存在する場合がある。この様なやり方をとることは多量生産を目的とする採ガス井としては 従来の経験から、やむを得ない結果であるが、個々のガス鉱床特性を把握するための定量的観測には 多少不都合を生ずる 恐れがあるとともに、鉱床の特性いかんによつては所期の目的に反する減産、鉱床破壊という結果になる恐れもある。第 1 図から第 5 図までの図は、新潟ガス田および 南関東ガス田に於いて昭和 33 年末までに掘さくされた大部分のガス井のストレーナー深度と、各井から生産されたガス量と水量の比を対比させた図表である。

各図のストレーナー深度は、各坑井について挿入されたストレーナーの全長をそのまま記入し、これと接触して含ガス水を管内に送り込んでいるであろう 砂、礫層等の位置については考慮していない。

ガス量と水量の比は、地上に設置されているセパレーターによつて分離された ガスと水を、ガス量はオリフィスメーターにより、水量は、量水堰によつて計測し、その比をガス/水として算出した。特に 標高、潮汐、地質、気温、気圧等の自然条件の変動変化や工場、列車等の与える人工震動等に対する補正は施していないのが普通である。

昭和 33 年 6 月に取まとめた両ガス田に於ける各井当りのガスと水の生産量は第 1 表に示されている通りであるが、参考までにこれ等各井の天然ガス生産量を挙げれば、新潟ガス田に於ては、一坑井当り一日  $1500\text{m}^3$  ないし  $7000\text{m}^3$  で、 $2000\text{m}^3$  から  $3000\text{m}^3$  附近の生産量のものが一番多く、南関東ガス田東京湾周辺地区に於ては 一坑井当り一日  $1000\text{m}^3$  ないし  $3000\text{m}^3$  である。

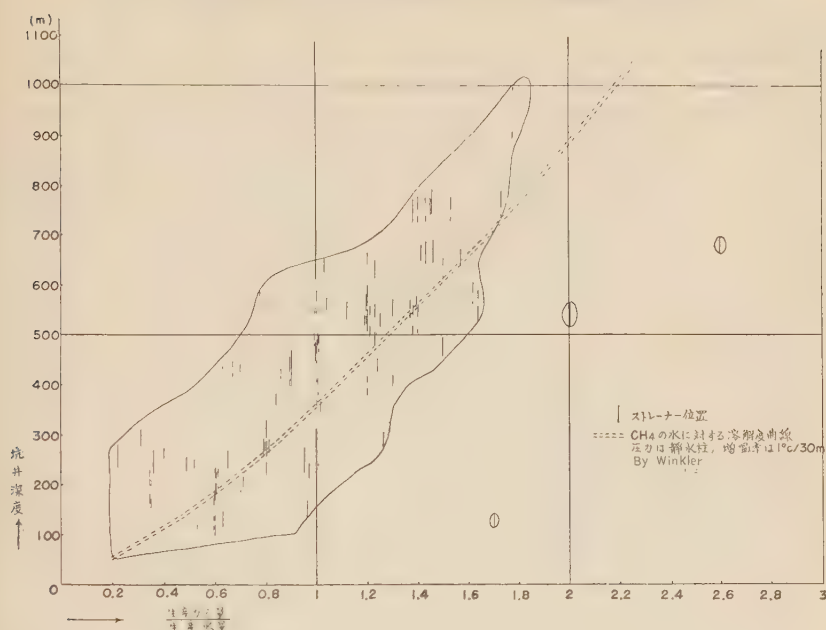
第 1 図に記載した坑井数は 214 坑、第 2 図に記載した坑井数は 85 坑、計 299 坑である。第 1 図と第 2 図は、両方とも新潟ガス田に掘られた坑井についてのもので、出来れば一つの図表にまとめたのであるが、坑井数が多く、図表が不分明になるので便宜上二つに分けただけで、特別の意味はない。分け方も全く無意識に資料蒐集順序をそのままに前半と後半に分割したものである。

第 3 図は南関東ガス田東京湾周辺地区に掘られた 坑井についての対比表で取扱い 坑井数は 94 坑である。

次に、これら図表の一括考察の便を計るため第 1 図、第 2 図、第 3 図それぞれのストレーナー位置分布区域を囲む線を描き、それらを重ねたものが第 4 図である。これらの対比図から抽出される大きな傾向の一つは、一般にストレーナー深度の増加と共にガス水比も増加していることであり、他の一つは時に深度とは全く無関係な ガス水比を示す特殊な場合もあることである。メタンガスと水の場合に見られる様な稀薄溶相に対する溶解稀釈その他の機構は、すでに多くの人によつて研究され、理論的にも体形づけられているが、第 1 の一般傾向からは地下におけるメタンガスと、これと共存する水のあり方も、一般的に溶相に関する Henry の法則に従い、且つ Winkler その他の人々によつて実験的に求められている水に対する ガス体の溶解度ともほぼ一致することがうかがわれる。

試みに 1901 年 Winkler によつて提示された実験値に、新潟ガス田における鉱床特性から圧力と温度だけを取り出して適用し、得られたメタン溶解度曲線を 図表中に挿入

第1図 新潟平原ガス田 坑井深度・ガス水比対比図 (その1)



すれば、二重点線で示される様になる。ここに圧力と温度だけといったのは、地層内各深度又は各層の各位置における含ガス水の化学成分その他による溶解度の変化は考慮外において算出した結果ということである。

第2の特殊な場合からうかがえることは地下における含ガス水は時に過飽和 或いはそれ以上の存在すなわち遊離したメタンガスを伴う場合もあるということである。

この様な配慮のもとに実在の資料を取りまとめて作ったこれらの図表から新潟ガス田や南関東ガス田などにおけるメタンガス鉱床のあり方については原則的に次のことが推論出来る。

1: 鉱床内におけるメタンガスは、鉱床内を満たしている水、一般にガス田鹹水と呼ばれている水に溶解して存在する。

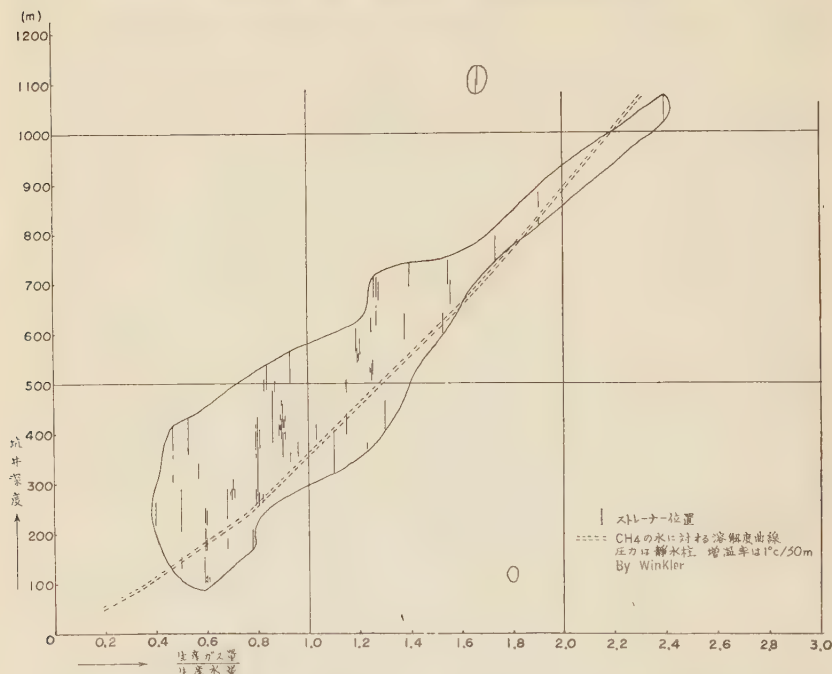
2: 溶解の状態は、鉱床深度における圧力と温度によつて規制される飽和溶解度前後の値を保持する。

これ等の推論を基礎にしてガス鉱床に関する多くの自然現象を説明することが出来る。

図表によれば、取扱い坑井の大部分のガス・水比は、Winkler が実験から求めた溶解度曲線を含み、これと接近する区域内に寄せ集つてくるが、稀にこの区域から逸脱して不連続的に Winkler の溶解度曲線の右側に、あるいは、左側に飛び出す場合がある。一面このような現象は地下において立体的・動水学的運動を続けている含ガス水の実在を仮定すれば含ガス水鉱床が天水の浸入、地質構造、褶曲運動地層の続成作用その他多



第2図 新潟平原ガス田 坑井深度・ガス水比対比図 (その2)



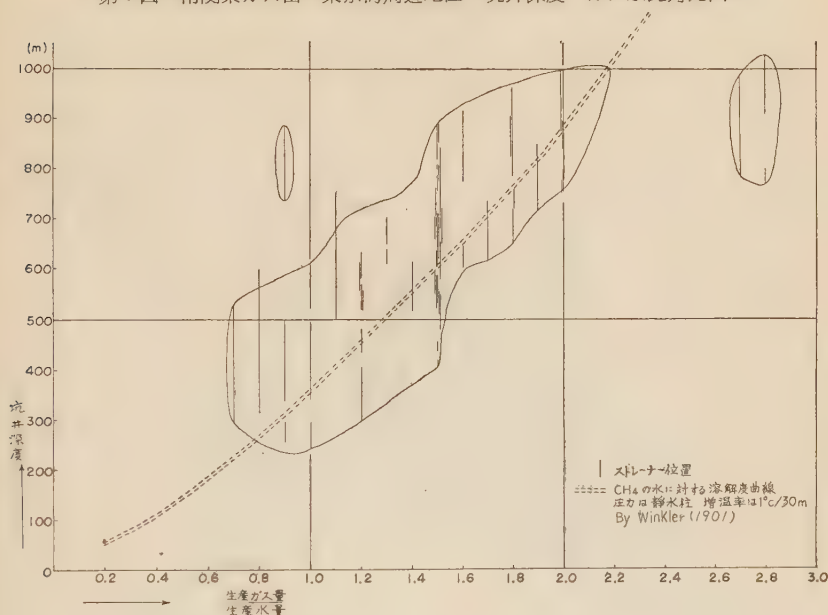
くの自然現象の影響を受ける場合には、当然起り得ることとして従来の地下水の流動、石油の移動に関する動水力学理論を活用して解析説明することが可能である。このようにして現在開発の行われているこれらのガス田に於いて見られる現象から、新しい天然ガス鉱床の型として水溶型可燃性天然ガス鉱床の存在を設定し、鉱床特性は前述の通りガス・水比についてはほぼ Henry の稀薄溶相に関する法則が当てはめられるものとすれば、この型式のガス田及びガス鉱床について見られる多くの現象が都合よく説明され、又それらの説明理論から多くの有効な結論学説が誘導される。このことは多くの現象が一つの定められた法則によつて説明出来ることを示し、その法則を基礎理論とする学説の適確さを示すが故に極めて重要である。次に、この前提から誘導される理論的学説ならびに現象解析の方法等を列挙し必要に応じて簡単な説明を加える。

### 3. 水溶型可燃性天然ガス鉱床に関する機構学的研究とその概要

(1) 全層ガス層説 地層内に充分の水と充分のメタンガスが存在する場合には含ガス水の垂直、水平分布は地層内のその場の圧力と温度に規制されながら全層に亘るのをたてまえとする。

ここに全層とは、流体の通過が許容されるどんな岩相の地層内でも、どんな深度にお

第3図 南関東ガス田 東京湾周辺地区 坑井深度・ガス水比対比図



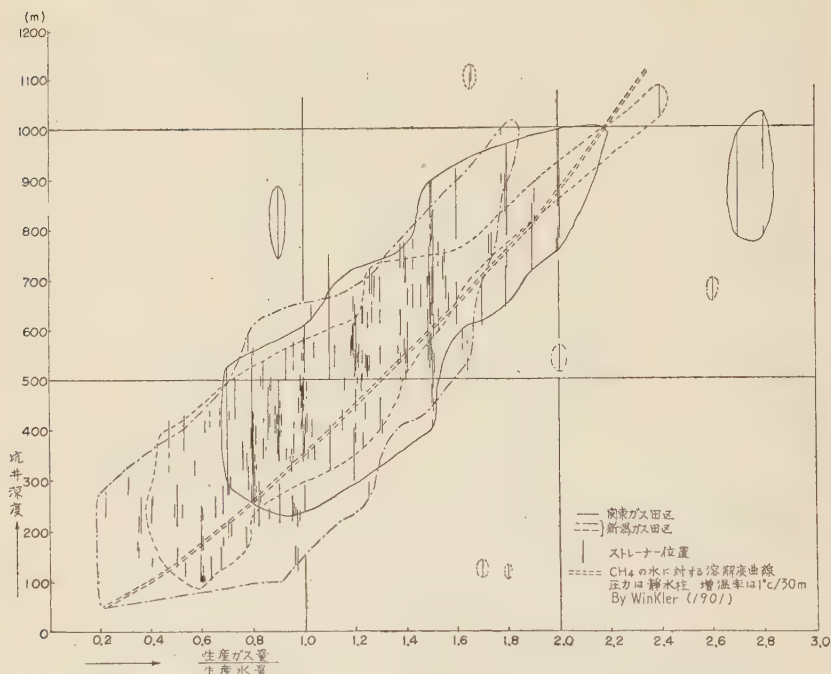
いても、それら重畳する地層の全広がりに対してということであり、たてまえとすると、他に破壊攪乱又は減圧富化等の現象がなければということである。

(2) 水溶型可燃性天然ガス鉱床の品位 地層、特に固結度の弱い第三紀層は、地層の全孔隙部が殆んど水に満たされていると考えてよい。水溶型可燃性天然ガス田においては、この水がメタンガスを溶解してはいるが、水文水理学的観点からすれば、ガス田といえそうでない地域とはいえ地下水の動き方については全く変りがなく、この型式のガス田においても現在の採取量以上に多量のガスを採取しようとすれば、必然的に多量の含ガス水を汲み上げなければならない。従つて水溶型天然ガス田において坑井掘きくの目的とする地層は、砂礫層または、凝灰岩層のような孔隙率の大きい地層か断層破碎帯のような孔隙率が大きいだろうと予想される部分でなければならない点も用水井の場合と同様である。

これらの孔隙層の上・下位に接する、泥層中の孔隙水中には、それらの泥質層に挟まれ、鉱床の対象とされている孔隙層中の水とほぼ等量のメタンガスを溶解している場合が多いにも拘らずそれらの泥質層が鉱床として取上げられないのは、全く孔隙率の小さいこと、即ち滲透率の小さいためである。もちろん遊離ガス鉱床にせよ石油にせよ孔隙層内の流体の移動については同様で、ダルシーの滲透率に関する法則が適用される。

メタンガスを溶質とし水を溶媒とする稀薄溶液と見られる含ガス水は、正にその名の示す通り稀めて少量のメタンガスと大量の水とでできている。今、この含ガス水を金属

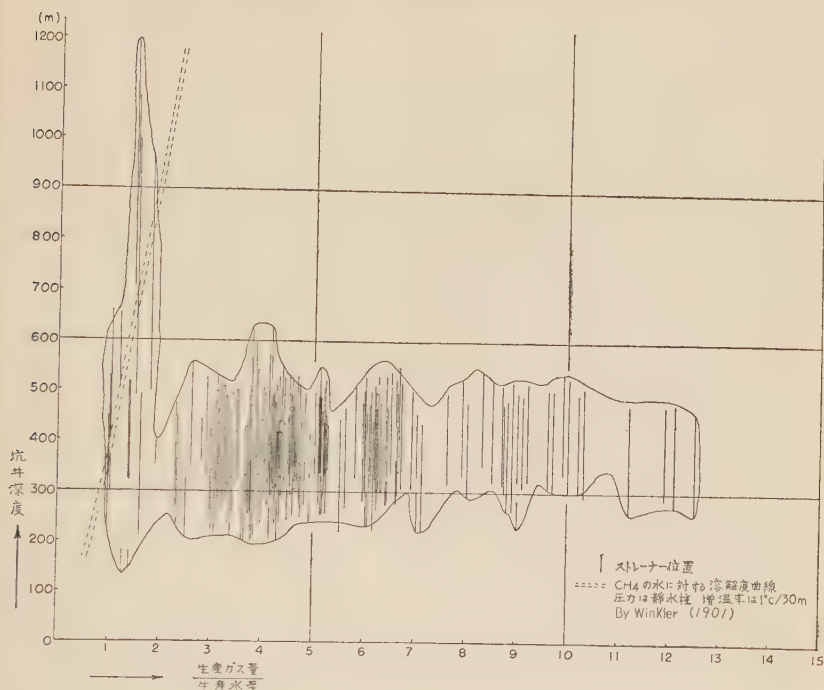
第4図 新潟平原ガス田・東京湾周辺ガス田 坑井深度・ガス水比対比図  
(新潟・関東総合)



鉱物の鉱石に対比させて鉱水と呼び、地層の孔隙率を一応 30% としてその品位を算出して見るならば、深度 400m 前後に発達する鉱床の全体積に対するメタンガス量は、僅かにその 1/120 程度となる。幸いに孔隙水と地層を構成している鉱物とは自然に分離した状態にあり、いわば自然の選鉱作用をうけているので、水だけについて見れば、ガス量と水量の比は 1/40 附近まで大巾に引上げられていることになる。それにしても品位 1/40 すなわち 2.5% とは、遊離ガス鉱床の多く見られるメタンガス鉱床の中では決して高品位とはいわれぬ。しかしこのような鉱床内にストレーナーを開口させた坑井を掘さくすれば、含ガス水は坑管内を上昇しながらガスと水との分離作用を行い、坑口から流出する際には見かけ上、品位 50% ともいふべきガス 1、水 1 の容量比を示すようになる。しかも地上に取り出され、品位 50% と上昇した鉱水は、地上に設置されたセパレーターによつて簡単にガスと水に分離しながら、精製の操作を施す要もなく、直ちに燃料および化学工業原料として利用される 98% メタンの入手が可能なのである。

上に述べたように、地下 400m においては、メタン 0.8% の低品位鉱床も鉱床内にストレーナーを開坑する坑井を掘りさえすれば、簡単に純度 98% のメタンガスを多量に入手することが出来る点と、広大な広がりが見込まれる鉱床分布および広大な掘り

第5図 九十九里浜ガス田 坑井深度・ガス水比対比図



裏付けする生産の安定性と、加うるにメタンガスの化学成分中に硫黄を含まないという有利性などから、今日では水溶型可燃性天然ガス鉱床の価値はきわめて大きく認められている。

以上地下深部における水溶型メタン鉱床の品位が、鉱床深度にほぼ比例して変化し維持されるであろうことは Henry の法則からも当然予想され、且つ事実もこれを立証していることを述べたが、この理論から品位の予想されやすい鉱床が、予想される深度に分布する確率の大きいことは、またこの型式のガス鉱床の大きな利点である。

このようなメタンガスの分布状態は、またこの型のガス鉱床が最近の地質条件によって定まる水文・水理学的条件に規制されていることを示し、探査方針の確立に大きな手がかりを与えているとともに、現在までの調査の結果から、厚い第四紀層および第三紀層の発達する広大な平原地帯に対しては、一応水溶型メタンガス鉱床の発達を考慮すべきことが提案されているのも重要である。

**(3) 地化学探査** 全層ガス層説から誘導される理論的解釈に準拠すれば、地表および地層中の任意の位置に賦存する地下水は、より地下深部における含ガス水の賦存状態を反映すべきであるということになり、また過去に行われた観測調査の結果からも、地下深部に賦存する炭化水素鉱床についてはこれと関連の深いと考えられる水素、メタン、



重炭化水素、炭酸塩その他の化学成分は地層内の任意の位置の環境に応じた特徴ある立体的分布状況を示すことが多いとされている。

水溶型可燃性天然ガス鉱床に対する地化学調査法は、地層中のガス附随水およびガスそのものに関連の深い化学組成の変移状況から、その地域における含ガス水の賦存勢力を推定するガス埋蔵地域の探査方法で、昭和23年(1948)以来地質調査所において研究実施され、東京湾周辺ガス田、宮崎ガス田の発見、新潟ガス田の実態把握等既に大きな成果をあげ、その他多くの水溶型可燃性天然ガス田の地化学調査結果が公表されている。

**(4) 向斜理論** このような飽和埋蔵の理論に立脚すれば、新潟平原地帯または、南関東地区のような大地向斜帯を埋める厚い堆積層中に埋蔵されている含ガス水の量は、地層総厚の厚いほど多く向斜構造の中心に近づくほど埋蔵勢力は優勢となり、またこのような一単位の向斜構造を考えれば孔隙層内の含ガス水は向斜構造中心部に向つて移動し、天水の浸入その他による影響が少なければその中心部附近に停滞することになる。従つて今、このような向斜構造の深部に普遍的に発達する含ガス孔隙層があり、これを開発しようとする場合を考えれば、向斜構造の中心部近くに坑井を掘さくするのが一番合理的ということになる。

従来石油および天然ガス鉱床に対しては、その成立及び賦存状態を説明する学説として Dr. R. D. Oldham, Dr. I. S. Hunt, Dr. I. C. White 等の設置した背斜説があり、本説は、その後 J. H. Woolsey その他によつて補充され、現在広く行われていることは前に述べたが、これに対し、ここに定義する水溶型天然ガス鉱床の成立及び賦存状態を説明する学説は、向斜説と呼ばれるべきものである。更にこの向斜説が当てはめられるべき現象が現在地表近く見られるという事実から、より長い地質時代の各段階においてもこのような現象が見られたであろうと推論することも可能であるとすれば、水溶型天然ガス鉱床の生成と石油及びこれに随伴する天然ガス鉱床の生成を結ぶやや複雑な機構学的現象を通じて、従来行われている石油、天然ガスの胚胎、鉱床生成に関する諸説に対して全く新しい方向が生まれそうである。即ち、このメタンガスは、初め地下水を溶媒とする溶相を形成して向斜説の述べる理論に従つて移動賦存し、次いで造構運動その他の理由によつては遊離ガス鉱床を形成したり、あるいは空中に逸散するであろうが、いずれにしても石油又はこれと同時に発生するメタンガスは、水溶型メタンガス鉱床が形成されてから、あとで地層内に発生したものか、あるいは既に発生していても移動の時期は、画然としたおくれを示していたであろうことが予想される。

**(5) 弧状開発法** これは向斜理論の展開から必然的に生まれて来る水溶型天然ガス鉱床のモデル的開発法の一つで、一単位の向斜構造一帯に発達するガス鉱床に対する最も合理的な坑井の配置は、向斜構造の中央部近くに適当な場所を選定し、鉱床の地質構造を示す地下等深線にそのような方向に配列すべきだというのである。

実際現在までに経験した新潟ガス田、南関東ガス田およびその他のガス田における実績からも地層傾斜方向の坑井配列は、相互干渉による不利を生じ走向方向の配置の方が有利であることが実証されている。

**(6) 自噴力の算定** イタリア北部ポー河の河口附近に見られるガス鉱床も一部この型式に属するものと考えられるが、坑口からガスと水が一緒に自噴する様子は、ちょうどラムネの栓を抜いた直後泡混りの液が瓶口から噴出するのに似ている。水溶型可燃性天

然ガスの自噴力は、ガス田が殆んど平原地帯の中央部に位置し、しかも鉾床内の圧力は殆んど海又は谷水準面から鉾床深度までの静水柱圧に等しいことから、主としてこのラムネ式噴出現象による力と考えられる。この考え方から継続自噴井の自噴力は、坑井下部における含ガス水がガスと水の分離を開始してから、坑井内を上昇し坑口を通過してセパレーター内に放出されるまでの間に、坑内における分離ガス気泡の膨脹と浮上に伴って発生する力として、圧力、運動、位置3エネルギーのバランス面から算定可能である。もちろん、自噴力の算定は、継続自噴の場合を対象とし、自噴現象を継続するためには、一端ストレーナーから坑管内に流入した含ガス水が、ガスを分離しながら上昇して管外に出るまでに要する時間内に、所要量の含ガス水すなわちその時間内に地上に流出した含ガス水を鉾床内の圧力温度状態に換算した量と同量の含ガス水が、ストレーナーから坑管内に流入しつづけることが必要である。従つてこの必要条件を満たして自噴を継続させるためには自噴力の大きさと鉾床内における含ガス水の移動状況によって、適正なケーシング・プログラムが定められなければならない。

(7) 水溶型可燃性天然ガス鉾床の富化作用 現在までに試掘確認された水溶型可燃性天然ガス田において、ガス鉾床中の含ガス水がきわめて大きな頻度の下に常にそれらが現存する環境によつて定められる飽和溶解度を示しているということについては、夫々無関係に移り変つてきた環境と溶解度が現在偶然飽和点において一致したとする偶然一致的の考えは全く無理で、むしろ、その鉾床が昔から経過してきた地質時代の中、少くも相当長い以前から含ガス水は常にその鉾床のある場所の環境に応じて飽和溶解度を変化しつづけてきたものと考えなければならない。

一例として今400m深度にある一枚の粗粒層よりなる水溶型メタンガス鉾床を取上げて見るに、これが遭遇してきた各様の環境変化過程においては、大部分が現在ある深度よりも浅い所に存在したことがある筈であり、しかも時には完全に滲入水によつて洗浄されたことがあるかもしれない。このような無ガス或いは、貧ガス時代を経たであろう粗粒層が、現在ガス鉾床を形成しているためには、その後この粗粒層に対してメタンガス単体或いは高濃度含ガス水の補給があつたに違いないと考え、この補給作用をここに富化作用と名づけた。

全層ガス層説の述べるところに従い、主として現在の深度と層内温度によつて定まる飽和溶解度を持ったメタンガス水溶液が地層中に存在するようになるためには、基礎条件として、現在も地層中においてメタンガスを発生するか、または高濃度含ガス水が他処から供給されていることが必要である。メタンガス発生の原料を泥質層中の有機物に置くという考えは従来の炭化水素発生の機構と同様に採択される。

メタンガスは、常温常圧においては、ガス体であるか、地下深部粗粒層中に包蔵されている含ガス水中のメタンは、水の外部からガス体で供給されたものか、発生直後ガス状態を経ずに溶解状態に入つたものかの問題は、炭化水素鉾床の生成に関する一つの大きな問題となるであろう。

(8) 埋蔵量の算定について Henryの法則を基礎にした実験資料と、ガス田の調査観測結果から、この型のガス層の深度、温度に対応するガス水比が定まるとすると、そのガス層に対しては

$$Q = D \cdot A \cdot \alpha \cdot \beta$$

から埋蔵量  $Q$  が算定される。

ここに  $Q$  は、このガス層中に埋蔵されている全ガス量を常温常圧に換算した量 “ $m^3$ ” である。

$D$  は、ガス層を形成する粗粒孔隙層の厚さ (m)

$A$  は、上記ガス層の分布面積 ( $m^2$ )

$\alpha$  は、上記ガス層の孔隙率

$\beta$  は、常温常圧に換算したガス層内のガス量と水量の比

一般にガス・水比  $\beta$  はガス層内の含ガス水が飽和度を保持するとした場合の値を採用するところから、こうして算出された埋蔵量を「飽和埋蔵量」と呼んでいる。

地上で分離採取されるガス量と水量の比  $\gamma$  と、上記式内の  $\beta$  の数値とは異なるもので、その差は分離後放流される水の中に溶解したままガスの一部が取り去られるだけ  $\gamma$  の方が小さい。

その地域について深度の違う各層毎に、こうして計算した埋蔵量を集計すれば、その地域の総飽和埋蔵量が求められる。

この埋蔵量に対する可採率は、しばしば問題となつているが、確定埋蔵地域に対し開発法、坑井の配置等が適当に行われるならば、理想的な天然の水攻法が行われる結果、ガス田内のある一定区域に対する確定埋蔵量については、100% 以上の可採率を上げ得るはずである。

**(9) 生産の安定性** 地下資源はどれもそうであるが、開発利用計画の中心となる条件は、目的鉱物のあり方、埋蔵量、品位の三要素であり、これらを基礎とした生産計画は地形交通その他の便利さにも左右されるが、結果的には計画した生産量が、計画した時期に入手出来ることを必要条件として策定される。

計画された生産量と実際に生産した量とが、いかによく合うかの度合を 生産の安定性 という。

本篇で取扱つている水溶型可燃性天然ガス鉱床は、用水井底の地下水が尽きることなく補給され、採揚されるにも似て きわめて豊富な可採含ガス水量を見込むことが可能であり、坑井の成功率もきわめて高く、一坑井一日当りの生産量もほぼ一定で、坑井の破損を除けば不慮の変動に遭遇することは殆んどない。即ち、各坑井毎の生産計画には、きわめて高い信頼度を持たせることが可能であり、したがつて一ガス田に対する生産の安定性と企業の確実度合は、きわめて高く評価される。しかし、孔隙層内を移動する含ガス水の流速には流体の粘性、地層の孔隙率、滲透率などから来る制限があり、生産ガス量のコントロール範囲も自ずと制限されるのは、場合によつては不便な点である。

**(10) 異状に高いガス・水比鉱床の発生** 地下においては、ガス層の深度および温度によつて規制される飽和点に近い値のガス水比を持つ含ガス水の存在が最も安定な状態であり、これより低いガス水比の含ガス水は、常にガスの溶解量を増そうとし、高いガス水比を有する含ガス水は、過飽和の分だけ遊離逸出させようとする。このように全く無定形の流体資源である含ガス水は、厚い地層内の移動によつて変る その場その場の環境に応じた安定状態とエネルギーバランスを保ちながら存在する。

地層中の含ガス水が、より不飽和な状態な状態に変移する機会としては、滲入天水による稀釈と高圧部又は低温部への移動による他動的および自動的の二つの場合があり、

より過飽和な状態へ変移するには、より高濃度な含ガス水の補給と低圧部または高温部への移動による二つの場合がある。低ガス・水比の含ガス水分布は、滲入天水の稀釈によつて招来される場合が多く、一般に含ガス水層の地質構造と地表地形の関係から見ての高位、即ち天水滲入地域の側に多い。高ガス・水比のそれは反対に低位すなわち地層内の含ガス水が地表に逸出するような場所に当る地域に多い。このような地域的漸移変化は、この型のガス田における普通のすがたであるが、この変化を急激に与えるような地質構造が存在し、含ガス水が極度に稀釈されれば、ガス鉱床の破壊となり、極度の富化作用をうければ異状高ガス・水比鉱床の発生となる。第5図は、千葉県九十九里浜ガス田の、特に茂原異状高ガス・水比地域を含むガス井の深度、ガス・水比対比図である。即ち、ガス水・比は坑井深度とは無関係に変異しており、地域的な断層帯と関連性が強いようである。もちろん南関東全域を含む大規模な半造山半造陸の運動に伴う撓曲線構造と地域的断層構造の組合せが鉱床の分布発達状況とも関連してその結果をもたらしたのであろうが、普通の水溶型ガス井分布地区から、あまり遠くない距離に、それ等と殆んど同じ深度でありながら理論ガス・水比の数十倍を示す坑井分布地区が存在するのは、ちよつと異状な感じをもたされる。異状高ガス水比の呼称の生れたのもこのためである。

この現象に対する機構学的な解釈は、尚未解決のまま残されているが、その一例として、(1) 含ガス水が、低圧部に移動したために起つた遊離ガスの発生があり、(2) 次いで毛細管現象による差別移動が天然セパレーターの作用をなしつづけた結果、(3) 遊離ガスを伴い、静水柱圧を保持する水溶型可燃性天然ガス鉱床が成立したものという場合も考えられる。即ち、遊離ガス溜りもその鉱床深度における静水柱圧を示すのが一般である。

#### 4. 結 語

以上広範な実在資料から、新しい型の可燃性天然ガス鉱床を設定し、その特性は可燃性天然ガスが地下の孔隙層内に賦存する水に溶解していると考えた場合に最もよく理解されるところから、この鉱床に対して「水溶型可燃性天然ガス鉱床」という呼称を与えた。更に実態了解の一助として、この鉱床に関する機構学的問題の一部を概説したが、ここに概説した機構学的問題や、その他多くのこれ等に関する意見は、すでに一部公表し、その他については追つて公表の予定である。

新しく設定された水溶型可燃性天然ガス鉱床の実在は、今日一般に行われている炭化水素鉱床の生成に関する機構学的分野にも、全く新しい解説材料を追加することになり、炭化水素鉱物の胚胎・移動・貯溜など、炭化水素鉱床の生成機構に対する新しい学説理論の誘導を期待させるものである。

これ等各方面に亘る機構学的問題に関しては、その詳細を逐次公けにして行くつもりであるが、新しい理論学説の完成までには、自ずから路頭に迷うおそれもあるので、各位の熱心な御支援をお願いしたい。

なお、これらの問題解明に際しては、地質調査所燃料部長金原均二博士を始め、石油課員御一同の御教示を戴いた。記して深甚の謝意を表する。



## 新刊紹介

**日本産鉱物文献集 原田準平監修** 本書は 1872 年から 1956 年迄に、日本に産する鉱物について記載された学術雑誌の文献集であつて、鉱物の分類は Dana's system of Mineralogy Vol. I 及び II 並びに Strunz の Mineralogische Tabellen (1957) に従っている。即ち元素鉱物、硫化鉱物、硫酸鉱物、酸化及び水酸化鉱物、ハロゲン化鉱物、炭酸塩鉱物、硝酸塩鉱物、硼酸塩鉱物、硫酸塩鉱物、テルル酸塩鉱物、燐塩酸、砒酸塩及びバナジン酸塩鉱物、モリブデン酸塩及びタングステン酸塩鉱物、有機化合物、珪酸塩鉱物——ネソ珪酸塩、ネソ亜珪酸塩、ソロ珪酸塩、サイクロ珪酸塩、イノ珪酸塩、フィロ珪酸塩、テクト珪酸塩の順に配列されている。本書は本邦産鉱物の研究に益するところ極めて大きく、ここに広く一般に推奨したい。(本文 412 頁, A 5 版, 北大理学部地質教室, 日本産鉱物文献集編集委員会発行) [大森]

**坪井誠太郎著 “偏光顕微鏡”** ——透明固態物質の光学的鏡検法 坪井先生の“岩石学 I”が発刊されたのは評者が学生時代で、その中の偏光顕微鏡使用法の一章には、大へんお世話になったものである。これに最近の進歩をとりいれて、全く新しく書き改められた本書が出版されたことはよろこびにたえない。米国などでは分散法を“Tsuboi's method”などとよんでいるほどで、光学的研究と先生とは切つても切れないつながりがあり、この種の書物の著者としては最も適した方であろう。

さて本書は I 予備事項, II 固態物質の光学的性質一般, III 偏光顕微鏡による観察, IV 光学的鏡検法の活用 の 4 編にわかれており, I では結晶や光についての基本的事項, II では結晶光学の詳細が説明されている。III は本書の中心をなすもので、全体の半ば近くをしめ、先生自身製作の苦心をされた POH 顕微鏡を基礎として、鏡検法の詳細をのべておられる。IV にはその岩石学・鉱物学・化学などへの応用法をのべ、最後には練習問題とその解答までがそえられている。

全巻を通じてうかがわれるいちじるしい特色は、先生の創意、工夫がすみずみにまで満ちていることである。図表の多くが御自身の研究・製作になるものであつて、たとえば干渉色図表のごときも、従来のそれと比較すればその差が明白である。もし希望をのべさせていただくならば、自在回転台についてももう少し詳しくのべていただきたかつた。このように本書によつて岩石・鉱物の研究者や学生はもとより、結晶一般の研究にたずさわる人々は顕微鏡による研究法の真ずいを理解しうるであろう。座銘の名著として広く愛用されると信ずる。(iv+294, 5 図版, 1959, 岩波書店, 950 円) [八木]

### 鉱物学及び結晶学

#### 8246, Cinnabar と Metacinnabar

の安定関係 Dickson, F. W., Tunell, G.

$n\text{HgS (solid)} \rightarrow n\text{Hg (gas)} + \text{Sn (gas)}$  の平衡圧の測定, HgS の硫化ナトリウムに対する溶解度及び, 加熱試料の X 線回折実験によれば純粋な HgS は一気圧下で, 二つの可逆的な相を有する。一つは赤色の cinnabar であり, 他は黒色の metacinnabar である。Cinnabar を加熱すると  $344^\circ \pm 2^\circ\text{C}$  で metacinnabar に変る。Metacinnabar は純粋であれば,  $344^\circ\text{C}$  以下で急速に cinnabar になるが, Fe, Zn, Se 等が格子内成分として少量存在しているだけでも転移速度が極めて緩やかになり, 殆ど転移現象が見られなくなる事さえある。此の事は天然の鉱床で metacinnabar がそのまま存在している事実と合う。又 Fe 及び Zn の存在は, 夫々, 少くとも,  $305^\circ\text{C}$ ,  $204^\circ\text{C}$  に転移点を引き下げる作用もする。以上の実験結果は天然産鉱物の産状にも当筈まり一般に metacinnabar は深成で cinnabar に比較して早期に晶出しており, cinnabar の変質物として認められる事はないが, 逆に一部の cinnabar は metacinnabar の転移産物である事がはつきりしている。(Am. Min., 44, 471~487, 1959)

[関]

#### 8247, Tasmania, Mount Lyell

産の  $2M_2$  構造を有する加水白雲母 Threadgold L. M.

西部タスマニア, Mount Lyell の Com-

stock 鉱山で銅鉱と共生する微粒, 緑色の雲母について, (K, Na, Ca, Ba)  $1.72$  (Al, Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Cr<sup>3+</sup>, Mg)  $3.90$  (Si, Al)<sub>8</sub> O<sub>19.38</sub> OH<sub>4.62</sub> なる化学分析結果を得たが, ふつうの白雲母と異り, アルカリ成分が少なく, H<sub>2</sub>O 量が多い。これは層格子間の K<sup>+</sup> イオンが H<sub>3</sub>O<sup>+</sup> イオンで置換されているものと考えられるので次の様に書き直すと普通の複四面体構造の雲母の化学式によく一致する。(K, Na, Ca, Ba, H<sub>3</sub>O)<sub>1.96</sub> (Al, Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Cr<sup>3+</sup>, Mg)<sub>4.01</sub> (Si, Al)<sub>8</sub> O<sub>20</sub> OH<sub>4</sub>。X 線回折写真による spacing は  $2M_2$  単斜構造体であることを示すが, 此の  $2M_2$  構造は嘗て Levinson の記載した lepidolite で知られているだけである。前記の K<sup>+</sup>-イオンと H<sub>3</sub>O<sup>+</sup> イオンの大きさは殆ど同じなので, この置換が同じ構造を作つたとは特に考えられない。尚, DT A 実験では格別の特徴は認められなかった。(Am. Min., 44, 488~494, 1959)

[関]

#### 8248, Sepiolite の X 線及び電子線回折実験 Brindley, G. W.

Sepiolite の X 線回折図に関し, 斜方格子に基いて,  $d > 2.038\text{\AA}$  の回折線に完全に指数を付ける事が出来た。此の場合 parameter は  $a = 13.50 \pm 0.02$ ,  $b = 26.97 \pm 0.03$ ,  $c = 5.25 \pm 0.01\text{\AA}$  である。試料による結晶度の違いは著しく, 此のことは電子線回折図でも認められる。結晶度の高いものでは, 電子線回折図は  $1/5.3\text{\AA}$  及び  $1/26.8\text{\AA}$  の二辺を有する矩形模様依り構成されて居り,  $b$  軸と  $c$  軸を確認出来た。Sepiolite 結晶の発達には第一に  $c$  軸方向に行われ, 第二に  $a$  軸方

向の雲母状構造の積重なりと  $b$  軸方向への拡張が行われるものと考えられ、 $c$  軸方向の形態的な長さは、他軸方向の10~100倍に達する。(Am. Min., 44, 495~500, 1959) [関]

# 8249, Montana 産 Narsarsukite Stewart, D. B.

Narsarsukite  $\text{Na}_2\text{TiSi}_4\text{O}_{11}$  が Montana 州 Sweetgrass Hills, Sage Creek に産した。narsarsukite は閃長岩岩株附近の正長石-曹長石-石英混成岩を切る鉱脈にマンガンペクトライト、石英、方解石、方鉛鉱と共生する。この narsarsukite は、正方晶系  $4/m$  に属し (001), (100), (110), (130), (120), (011), (021), (221) の面を有する。光学的性質は、 $\varepsilon=1.658-1.662$ ,  $\omega=1.610-1.614$ , 一軸性 (+)  $E$ =黄色  $O$ =無色, X線データでは  $a_0=10.72\text{\AA}$ ,  $c_0=7.94\text{\AA}$ ,  $c_0/a_0=0.741$ , 強い回折線は, 5.365 (10), 3.394 (8), 3.260 (8) 2.579 (6), 2.524  $\text{\AA}$  (6) である。(Am. Min., 44, 265~273, 1959) [芦田]

# 8250, Colorado 産新鉱物 Delrioite Thomson, M., Sherwood, A.

Delrioite  $\text{CaO}\cdot\text{SrO}\cdot\text{V}_2\text{O}_5\cdot 3\text{H}_2\text{O}$  が Colorado 州 Montrose の Jo Dandy 鉱山にて発見された。この鉱山は Late Jurassic の Morrison formation の Salt Wash member 中のバナジウムウラン鉱床を採掘している。この鉱物は淡黄乃至緑色の繊維状の結晶で、主な X線回線は, 6.5 (S), 4.95 (MS), 3.55 (M), 3.45  $\text{\AA}$  (MS) である。屈折率は,  $\alpha=1.783$ ,  $\beta=1.834$ ,  $\gamma=1.866 (\pm 0.003)$  二軸性負,  $2V$  はやや大きい,  $X$ =無色,  $Y$ =黄色,  $H=2$ ,  $G=3.1\pm 0.1$ . Delrioite の名は人名 A. M. del Rio に由来する。

(Am. Min., 44, 261~264, 1959)

[芦田]

# 8251, カリ長石交代変成作用に伴う曹長石の再形成によるパーサイトの生成 Forbes, R.

モンタナ州西南部にあるボウルダー底盤中の花崗岩類、殊に、石英モンゾニ岩及びアラスカ岩には、斜長石の交代により生じた正長石微パーサイトがある。此のパーサイトを岩石顕微鏡下に観察してその結晶過程を論じ、更に、その起源を考察した。即ち、パーサイトの形成に当つては 1) 中性長石がカリ長石の貫入を受け、接触部に狭い帯状の曹長石を生じ 2) 曹長石が部分的にカリ長石成分に置換されて、正長石及び一部アノソクレースを生じ 3) 交代されないで残った曹長石が気泡状又は条痕状を呈して、パーサイト構造となる。此のパーサイト生成が行われる温度は、比較的低く、恐らく  $500^\circ\text{C}$  以下であり、静的環境下でストレスを受けたと考えられる。尚、此の地域のパーサイトには、離溶によるものは見られない。(Am. Min., 44, 603-619, 1959) [古賀]

# 8252, 高分散液による屈折率測定のための Hartmann 網不用の図表 Watkins, J. S. Jr.

分散法によつて鉱物の屈折率を決定する場合、Hartmann 網上での各浸液の屈折率を示す線は平行な直線であることに着目し、各液の屈折率の差を等間隔 (例えば0.05) にしておけば、鉱物と一方の液との  $N_D$  の差 (補正值) は、各液と鉱物との屈折率が一致した波長だけの函数となる。

それで縦軸と横軸にそれぞれ両液についての波長をとり、その各値に相当する点の補正值を示す図表を作り、これによつて Hartmann 網を用いずに monoc-

hromator による測定値から直接に屈折率を求める方法を提案した。

なおこの他、各液の分散 (N<sub>F</sub>-N<sub>C</sub>) を用いる図表及び、特に斜長石の成分決定のための坪井の図表を簡略化した N<sub>x'</sub> の図表を示したが、後者の精度は  $\pm \text{An}2\%$  である。(Am. Min., **44**, 314~321, 1959) [宇留野]

## 岩光学及び火山学

### 8253, マドラス附近のシャーノカイト Subramaniam, A. P.

シャーノカイトの模式地、インド南東海岸マドラス附近の岩石単位の相互関係が述べてある。シャーノカイト及びシャーノカイト系列が再定義してある。シャーノカイトは長石 (主に微パーサイト)、石英、斜方輝石から成り、柘榴石を含むもの、含まぬものがある。Holland のシャーノカイト系列の酸性区分 (アラスカイト、エンデルバイト、石英閃長岩、シャーノカイト等から成り、紫蘇輝石をもつ) はパーサイトの離溶、柘榴石の形成を伴う変成作用を受けた。Holland の基性区分は輝石粒状岩及びその類縁岩で、厳密な意味のシャーノカイトと成因関係がない。輝石岩の層及びレンズを伴うノーライトの散在する小露頭は著者のシャーノカイト suite には無関係である。Holland の中性区分の岩石は均一な紫蘇輝石閃緑岩からシャーノカイト、輝石粒状岩、ミグマタイトへ移化する。本岩類はシャーノカイト岩漿による輝石粒状岩の部分同化作用から結果した混成岩である。柘榴石、珪線石片麻岩 (khondalite) は当地域に広く発達する。Holland の leptynite は khondalite の著しく再結晶した岩相と推定せられる。シャーノ

カイト、混成岩、輝石粒状岩及再結晶した khondalite の上述した組合せは Nigiri, Shevroy 及 Palni の地域の様な南部インドの広いマツシフに分布する。詳しい鉱物学的、岩石学的記述及び化学成分が再解釈を実証するために与えられている。(Am. Jour. Sci., **257**, 321~353, 1959) [千藤]

### 8254, 変成岩に於ける mineral facies と温度関係 Barth, T. F. W.

変成作用は、これを等化学的、異化学的などと区別することは成因的に不合理であり H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> などの volatile をも考慮に入れると、異化学的がその本質である。1952年に Yoder は mineral facies が確実な温度-圧力を示すものでないことを MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 系の実験にて証明した。Yoder は大体 500°C, 1200 気圧にて、水の含量に依る mineral association の変化を示したが、これが Eskola の選んだ mineral facies と矛盾する理由は、Eskola その他が温度-圧力の変化に帰せしめていることがらでも実際には総化学成分の変化に基づくことがあるからである。種々の mineral facies は温度-圧力との関係を何ら示さないものではなく、確立された mineral facies は今後も変成岩の分類の system として存続し、諸岩石の再結晶した温度-圧力条件を示すものであろう。そして温度を横軸に、圧力を縦軸に更にもう一つの因子として H<sub>2</sub>O の活力を、圧力と同軸上に反対方向にとつた関係図を、geothermal gradient を加えて示している。以上は広域変成作用について述べたものであり、最後に地質学的温度計についても触れている。(J. Madras Univ., **27**, Centenary Number, 37~48, 1957)

[大貫]



# 8255, Skye 島 Rudh'an Eireannai-ch の複合岩床 Buist, D. S.

Scotland の Skye 島 Rudh'an Eireannich に第三紀の砂岩層中に貫入した複合岩床があり、上部から、upper basalt, 厚さ 2.5 feet, hybrid zone, 厚さ 9 inch~1 foot, felsite, 厚さ 8 feet, hybrid zone, 厚さ 9 inch~1 foot, lower basalt 厚さ 2.5 feet, であり、成因及び貫入機構は次のように考えられる。先づ basic magma が第三紀砂岩層中に貫入した (厚さ 5 feet)。この magma はあまり高温でなかつたらしく接触部の砂岩にほとんど変成作用を与えていない。その直後に引きつづいて basic magma が granitic rock を混成して地殻で basic magma より上部に発生した acid magma が中央の弱線部に貫入して、両 magma が液状で混合し合い、felsite 及び hybrid zone を形成した。この岩床には Tomkeieff と Marshall の “deep-seated” hybrid と “contact” hybrid があてはまる。前者の証拠は basalt の構成鉱物から明らかであり、後者は acid rock 中に見られる basic inclusion や basic rock 中に散在する biotite によつて証明される。

なおこの岩床は熱水変質を受けているが、これは斑晶生成の直後に中央部の acid magma から岩床中に熱水溶液が広がつて変質を与えたものであろう。(Geol. Mag., 96, 274~285, 1959)

[大沼]

# 8256, 米国西部における “quartz diorite boundary line” Moore, J. G.

アメリカ西部における中生代及び新生代の花崗岩類の研究集積の結果、岩石成分と地理的分布の間に関係あることが示される。即ち西経 120° のカナダ国境附

近から、ほぼ東南に向かい、Idaho 底盤の西縁から Oregon, California を通り Sierra Nevada 底盤につづく境界線が考えられ、その両側に分布する花崗岩類に差異が認められる。この境界線を “quartz diorite boundary line” と云い、この西側では石英閃緑岩が優勢で、東側では石英モンゾニ岩及び花崗閃緑岩にとむ。このラインの両側における各岩体の、ノルム石英—斜長石—カリ長石ダイアグラム上の傾向から、東側の岩石では早期の silica poor stage に於てさえカリに富むのに対し、西側のものはその分化過程を通じてカリが少ない。それ故このラインの両側の岩石は同一マグマの分化系列には属さず、花崗岩類が位置をしめる前の地殻の根本的差異にもとづくものである。すなわち、この “quartz diorite boundary line” は大陸地殻における花崗岩層の縁に近く、平行なものであろう。そして東側の花崗岩類は厚い花崗岩 (シアル) 層からもたらされ、西側のものは地向斜堆積物及び火山岩を伴った薄いシアル層又はシマ層からもたらされたものであろう。(Jour. Geol., 67, 198~210, 1959)

[蟹沢]

# 8257, 南 Australia, Tungkillo 及び Milendella 産含柱石大理石及び珪灰質岩石 White, A. J. R.

南 Australia, Mount Lofty 山地の東側に多量の柱石と輝石とを持つた、特徴ある不純大理石と珪灰質岩石が石灰岩及び石灰質頁岩の高度変成作用によつて生成されている。この変成作用は本質的に isochemical の変成作用で柱石 (Me 55~60) の塩素も堆積岩自身に由来するものである。Tungkillo に於ける epidote, actinolite, calcite 及び Milendella に於ける garnet は granite, migmat-

ite 及び脈状 gneiss に関連して晩期に於ける交代作用と反応によつて生成された。Granite の外側にある Tungkillo では二次的及び後退変質による 鉱物は主として水の導入による 交代作用に原因するが、一方大理石及び珪灰質岩石が 花崗岩質岩石と密接な関係にある Milendella 地域に於ては二次 鉱物を 生ぜしめた反応及び交代作用は一層劇しかった。ここでは、andradite grossularite 系の garnet が発達している。(Geol. Mag., 96, 285~306, 1959) [植田]

### 8258, 天然産斜長石の K 含量とアンチパーサイトの成因 Sen, S. K.

天然産斜長石 81 個、即ち角閃岩相 34、白榴岩相 26、火山岩 14、花崗岩 7 を蛍光光度計と分光分析計を用いて定量した。角閃岩相の斜長石は Or を 0.6~2.3、白榴岩相のものは 2.1~7.6、花崗岩中のものは 1.5~4.7 含んでいる。一方火山岩では灰長石は Or を 0.6 以下しか含んでいないが Ab に富む斜長石は Or が多く 4.4~11.5 含んでいる。斜長石中の K 含量はそれが生成された時の温度が高いものほど多いという明瞭な傾向を示している。斜長石中の K 含量の多少について次の様な事が影響すると考えられる。即ち a) 斜長石構造の "openness" の増加、b) K の捕獲による Si-O 結合の強化、c) 斜長石に於ける Al-Si 不整構造の増加に伴う酸素に随伴する K の配位数の増加。比較的高温の岩石 (白榴岩相火山岩、接触變成岩等) にみられる斜長石中のアンチパーサイトは 離溶によつて生成されたものである。又交代作用によつて生成された斜長石中にも アンチパーサイトは認められる事がある。(Jour. Geol., 67, 479~495, 1959) [青木]

## 金属 鉱床 学

### 8259, 硫黄同位元素と熱水鉱床

Jensen, M. L.

従来熱水という言葉で代表される 鉱床を次の 3 つに大別した。即ち, magmatic hydrothermal deposits, metamorphic hydrothermal dep. 及び ground water hydrothermal dep. である。

これ等各熱水 鉱床の主として 硫化 鉱物中の硫黄同位元素について  $S^{32} / S^{34}$  及び  $\delta S^{33}\%$  を求める事によつて比較した。これによるとこの方法で 鉱床を分類するには、やや複雑なものとなつたが、各 鉱床の傾向としては、magmatic hydrothermal dep. ではその値がその 鉱床毎にせまい範囲内に集中する。metamorphic hydrothermal dep. ではその 鉱液は不均質な根源からもたらされると考えられるが、それを反映して値はひろい範囲にわたつてばらついてくる。ground water hydrothermal dep. は例えば砂岩型式のウラン 鉱床の如きもので、一般にはこの様な水成岩中の 硫化 鉱物は軽い同位元素に富み、且同じ所の 硫化 鉱物でもその値を異にする。

この他種々の試料につき同様にして同位元素比を求め、 鉱床の成因について論じている。(Econ. Geol., 54, 374~394, 1954) [鈴木]

### 8260, 鉛 - 同位元素による 鉛 鉱床の時代決定に関する二、三の考察

Boyle, R. W.

近年鉛-同位元素の比を用いて、鉛 鉱床の生成時期が決定されて来ているが、その多くは Pb の地球化学的輪廻を無視し、その同位元素の分別作用は天然の過程では行われなとしている。方鉛 鉱を

伴う或る硫化鋇物の鋇床は、水成岩中の lateral secretion により生成されるという Shaw とは考えを一にするが、Pb 移動の際分別作用が行われないとする点では一致しない。

鋇物、岩石或いは天然物質中の Pb は異つた方法で結合し、長石等に K に富むものは K、あるものは Ca と交代する。炭酸塩鋇物、緑簾石、角閃石、黒雲母、その他では Ca 又は K、燐灰石は Ca、硫化鋇物では Pb の親銅性により、その中に包含され、ジルコン、褐簾石その他はその鋇物中の U, Th の崩壊により生ずる。粘土、無機膠状物質等では表面に吸着され、結晶粒界その他ではその鋇物表面に吸着されるか又は化合物として存在する。

原物質の風化と浸蝕に対し、結晶粒界等にある同位元素（一般に放射性が高い）は、容易に溶けて堆積盆地に集る。硫化物、珪酸塩中のものはそれに次ぎ、放射性 Pb に富むジルコン、モナザイト等はそのままの形で残存する。この様にして例えば同一の pre-cambrian の岩石からもたらされても、夫々異つた組成を有し、異つた時代を与える水成岩の堆積盆地を形成する。こればかりでなく移動及び沈澱に際し酸化還元電位、S 電位等が Pb 同位元素の分別作用に関係する。又 U, Th の熱水地化学性も考慮されねばならない。これ等の為、根源のものは全く異つ同位元素組成を示すに到る。又広域変成、花崗岩化作用等に似ている実験の結果は、相対的に高温の地質学的過程では異つた結合 energy を有する Pb は差別的に流動する。

Tilton によれば岩石中の種々の鋇物は Pb 同位元素の組成が異つており、各鋇物は唯一の熱化学的安定性を有する故、一鋇物の破壊は一つの同位元素組成を生

じ、同一岩石中の他の鋇物は異つた組成を生ずる。そして広域変成及び花崗岩化作用によりある鋇物は破壊して新鋇物をつくり、他は相対的に安定であれば、岩石中のこの様な異つた過程は、特有の同位元素組成を有する Pb を放散し、異つた組成のものを保持する。この事からある条件下では鋇床生成の為に、特有の Pb 同位元素の選択的移動と濃集が行われる。

堅固な結合の Pb と然らざるものとが同じ割合で運動にとりこまれば、結果は根源の岩石中の同位元素組成の合計と近似する。そうでなければその何れかがとりこまれ濃集する。ある種の鋇床では結合のゆるいものが、根源から容易に集中される同位元素組成を反映し、所謂 anomalous isotopic ratio を示す。

種々の Pb 同位元素の割合は、夫々の濃集程度と、異種の鋇物又は岩石等によつて広範囲に変化し、それ等が地球化学的に詳細に研究されねば、生成の時代は求められない。

同位元素の濃集する範囲は、その根源となるものとの間の自由 energy の状態による。両者の間で energy 水準が高く且自由 energy の差が著しければ均質化される。もしその差が小さければその中の或る種の同位元素の濃集が起る。

結局時代決定の為に、鋇床生成に関与して根源岩石の生成後に崩壊して生じた Pb の量を知る必要がある。又根源の岩石中の U, Th の量の研究と、地球化学的過程における、源岩生成時に既に存在した Pb と、源岩生成後の崩壊により生じた Pb との、夫々異つた流動性に関する知識を必要とする。（Econ. Geol., 54, 130~135, 1959）〔鈴木〕

8261, Egypt, Ras Gemsa に於ける硬石膏起源の硫黄について  
Schnellmann, G. A.

当地域は中新世の泥灰岩、苦灰岩、石膏層よりなり、その他に硬石膏の還元起因する霰石が存在する。硫黄は炭化水素によつて広範囲に同化された部分に集中し、1) 硬石膏質鉍石 (硬石膏中の微細鉍染鉍) 2) 霰石質鉍石 (霰石の rosette 中の粗粒結晶) 3) 苦灰質鉍石 (苦灰石の空隙中の粗粒結晶) の3種に分ける事が出来る。霰石質硫黄鉍石は層理に沿つて transform し、石膏から硫黄への transformation に際しては、その量の減少が認められ、石膏が還元されて硫黄が migrate した部分では不毛の炭酸塩鉍物になっている。当鉍床の構成鉍物及び母岩から推して、特に高温性の条件も見出し難く、バクテリア或は  $H_2S$  の酸化作用も考えられない。恐らく

$$n \cdot CaSO_4 + C_n H_{2n+2} = n \cdot CaCO_3 + n \cdot S + n \cdot H_2O + H_2$$

に示される如く、中温度に於て炭化水素の還元作用により  $CaSO_4$  が還元され、硫黄が生成したものと思われる。(Econ. Geol., 54, 889~894, 1959) [阿部宏]

## 8262, 黄鉄鉍と白鉄鉍の示差熱分析

Kopp, O.C., Kerr, P.F.

黄鉄鉍の示差熱分析曲線は、約  $538^\circ C$  で発熱ピークを生じ、白鉄鉍では約  $460^\circ C$  で発熱ピークを生ずる。白鉄鉍のこの酸化によるピークが、黄鉄鉍のものより低い温度で生ずるのは、白鉄鉍がより不安定なためである。この酸化による発熱ピークは、粒度が細かくなると、より低温で示すようになる。第2の発熱ピークが生ずるものもあるが、これは酸化反応が不完全に行われるためであろうと思われる。白鉄鉍の黄鉄鉍への転移は、空气中で熱せられた試料では観察されない。黄鉄鉍も、白鉄鉍も、約  $670^\circ C$  で吸熱ピークを示す。これは強磁性から常磁性

に変わる Curie point を示すものと思われる。このピークは、粒度が細かくなると、より高い温度を示すようになる。

$1000^\circ C$  まで加熱した試料の最終生成物は、いずれも赤鉄鉍と  $SO_2$  であるが、中間生成物としては、磁硫鉄鉍と磁鉄鉍とマグヘマイトを含む酸化鉄が生ずる。(Am. Min., 43, 1079~1097, 1958)

[飯田]

## 8263, 斑岩銅鉍床の熱水変質岩石中の或る相律関係 Creasy, S.C.

斑岩銅鉍床に伴う熱水変質帯はその化学分析値及び鉍物組合せから propylitic facies, argillic facies, potassium silicate facies に区分されるが、この各相は ACF 及び AKF ダイアグラムを適用すると互に明瞭に識別することが出来る。ACF ダイアグラムは propylitic alteration に適用し、特有の鉍物は白雲母 (絹雲母), 緑簾石, 緑泥石及び炭酸塩鉍物である。AKF ダイアグラムは argillic facies 及び potassium silicate facies に適用し、特有の鉍物は argillic facies ではカオリナイト, 白雲母 (絹雲母), potassium silicate facies では白雲母 (絹雲母), 黒雲母及びカリ長石である。

propylitic facies に対しては、化学分析値は原岩と変質岩との間の化学変化を示すのに利用出来 argillic facies 及び potassium silicate facies に対しては、化学分析値は  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$  の減少、並びに  $K_2O$ ,  $H_2O$ ,  $S$  の増加を指示する。 $K_2O$  の増加は argillic facies よりも potassium silicate facies の方が約 60% 大である。(Econ. Geol., 54, 351~373, 1959)

[折本]



## 石油鉱床学

8264, 構造上からみた日本及びその周辺の産油並びに含油地域 Kaufmans, G. F.

大陸は一つの中核を基にして、連続的な構造運動により、その周縁に発達生長してきたという大陸塊生長説を基本にして、日本を含む北東部アジア全体の広域的な地体構造を考察した。カムチャツカ、アリューシャン列島、千島列島、本州、南方諸島により示される島孤は、中生代後期と第三紀造山運動により生じた比較的新しいものである。日本とカムチャツカは、造山運動の何度も繰り返された地域で、カムチャツカから台湾、フィリピンに連続する、より古い島孤の部分である。日本列島の現在の形と位置は、多分中生代初めの造山運動により明確になったものであろう。

東支那海、日本海、オホーツク海地域は、何れもアジア大陸海岸と地背斜との間に存在する *idiogeosyncline* である。

日本の石油は主に本州北西部、北海道西部の中新統、鮮新統に発見されるが、これは日本海堆積盆地の地背斜部に近い *intermontane trough* に位置した小さな背斜、断層構造に *trap* されているものである。今後の探査指針としては、上記の産油地域及び山形盆地等の残された小構造もあるが、より大きい重要な産油は、本州の北西海岸沖の日本海 *idiogeosynclinal basin* 内で、褶曲帯の縁辺部に存在する、より大きい背斜構造から得られるであろう。

北東部樺太ではオホーツク海 *idiogeosynclinal basin* の安定部にあたる第三

紀層から、相当の産油があるが、将来はこの海岸沖の浅い *shelf* 上の *structural* 及び *stratigraphical trap* も期待されよう。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 43, 381~396, 1959) [田口]

8265, 堆積物の年代測定に関する研究 Goldich, S. S., Baadsgaard, H., Edwards, G., and Weaver, C. E.

$A^{40}/K^{40}$ ,  $Rb^{87}/Sr^{87}$  で次の三つの地層について年代測定を行つた。1) ミネソタ州、上部カンブリア紀の *Franconia formation*, 2) モンタナ州、先カンブリア紀の *Siyeh formation*, 3) ミネソタ州、先カンブリア紀の *Sioux formation*, 1) は海緑石層を夾在する砂質な岩相からなり、Goodhue 地方で採取した 2 個の海緑石試料について行つた結果、A-K 法で夫々 450, 430m. y., 平均 440m. y. を得た。この測定値は、ウィスコンシン州、Sparta 地方からの同層の海緑石について Wasserburg 等 (1956) によって得られた 443m. y., 又 Herzog 等 (1958) の 435m. y., ( $Rb-Sr$ ) と極めてよく一致している。2) は粘板岩、千枚岩質な岩相からなり、この中 *Glacier Park* で採取したイライト質頁岩中のイライトについて測定した結果 A-K で 740m. y.,  $Rb-Sr$  で 780m. y. を得た。*Franconia formation* と比較して多少の差があるが、これは分析のエラーかも知れない。3) は赤色細粒の珪岩を主体とし、地域により砂岩、礫岩層を夾有する岩相で、Pipestone 地方から採取した *Catlinite* (珪質粘土) (Jackson, 1839) について測定した結果 A-K で 1.20 b. y. を得た。この測定値から *Sioux formation* の堆積の時期は *Animikian* の後で中~下部 *Keweenawan* の時期に相当することが考えられる。地層中の海緑石や

Kを含む粘土について A-K, Rb-Sr 法を適用する事は、これ迄単に diagenesis に起因するものとして取扱つてきた堆積物の地史に関する問題を論議するのに今後必要な事であろう。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., **43**, 654~662, 1959) [島田]

### 8266 Precambrian 層状鉄層の堆積する淡水環境 Hough, J. L.

スベリオル湖地域の中中部 Huronian の層状鉄層について説明している。この層状鉄層は Precambrian の鉄層で chert と hematite, chert と siderite 等の互層をなすもので、silica と iron のリズミカルな堆積を示している。気候的条件としては亜熱帯性或いは暖かい温度であり、中位或いは多量の雨量のある気候の状態を必要とする。鉄と硅酸については、風化の産物であるので一年の寒い時期と暖かい時期で変化がある。堆積の環境としては、大きい淡水湖で、栄養物の少い有機物の生産の少い環境のもので深さとしては、夏に水の密度層の発達をさまたげない程度の十分の深さを必要とする。夏の暖かい時期には鉄は還元状態に於いて溶液として保存せられ硅酸が堆積する。逆に冬期は鉄の沈澱が行われる。この様な淡水の環境について多くの学者の説を引用し説明している。又鉄鉱物の分布或いは変化というものは鉱物の安定度に支配され pH, Eh がこの安定度を左右している。(Jour. Sed. Pet., **28**, 414~430, 1958) [阿部]

### 8267, ペンシルヴァニア黒色 “頁岩” の岩石学的知見 Payton, C. E., Thomas, L. A.

中央アイオワ及び東部ネブラスカ地域のペンシルヴァニア系にみられる黒色の剝理性ある“頁岩”について、堆積岩

岩石学的立場から検討した。この“頁岩”の有機物量は 1~26% に亘り平均 13%, 塩酸溶解物質は 11~38% で、両者の含有量関係は逆比例する。また有機物量と剝理性、放射能含有量は平行関係にある。これまで“頁岩”とされていたものは、30~40% の粘土、50~60% のシルト及び残りの細粒砂から成っており、その粒度組成からシルト岩に入る。sorting coefficients は 1.9 から 4.3 までにわたり、その一般的傾向は指定出来ぬ。

鉱物組成は X-ray diffraction pattern と検鏡から、多量の石英、他にイライト、カオリナイト、蛭石、黄鉄鉱、炭酸塩、長石が認められ、その平均の鉱物組成は graywacke~sub-graywacke の範囲を示している。この“頁岩”の沈積環境を現世の堆積環境に求めれば、“varved-like” interval が特徴的で、tidal flat deposit に最もよく似かよっており、その堆積物はまた海進、海退の両方にわたつて沈積したものとみられる。(Jour. Sed. Pet., **29**, 172~177, 1959)

[田口]

### 8268, Decantation による機械分析の爲の沈澱管 Prokopovich, N.

機械分析の際に粒子の小さいものに対して、水の中に混濁している粒子を分離する際に傾瀉 (decantation) 法が用いられているが、沈澱管を用いてよりよく分離する方法を考えて新しい管を考案した。この装置はごく簡単であつて示差熱分析や X線分析の試料を採取するのに役立つ。装置は直径 6 cm 長さ 17 cm の pyrex ガラス管の中の底近くに漏斗状の細い小さい管を入れて外側にみちびきその一端をゴム栓でとめておく。沈澱する時間によつて混濁している粒子が沈澱するものを漏斗状の細い管によつて外へ導

くようにしてある。(Jour. Sed. Pet.,  
28, 509, 1958) [阿部]

**8269, デンマークに於ける湖底堆積物**  
Hansen, K.

湖底堆積物を化学成分から分けると、珪酸、カルシウム及び有機物の多いものの3つに大別されるが、これだけでは湖沼堆積物の化学成分と湖沼型との関係を十分に表現出来ない。著者はその表現法として湖底堆積物を次の三主要成分に区分した。1) organic matter, 2) minerogene component, 3) inorganic biogene component : 有機物は灼熱減量で, inorganic biogene component は alkali-soluble  $\text{SiO}_2 + \text{CaCO}_3$  として, 又 minerogene component は total  $\text{SiO}_2$ —alkali-soluble  $\text{SiO}_2$  で表わした。腐植の2つの型の区分は最も重要であるが、これは有機炭素量と C/N ratio で表わした。即ち有機炭素量が 50% 以下で C/N ratio が 10 より低いと neutral humus であり, 50% 以上 C/N ratio が 10 より高いと acid humus である。このような化学成分と湖沼型との表現法の立場からデンマー

クの湖 (Moerkesö, Uglesö, Hampen Sö, Slauensö, Almind Sö, Borresö, Julsö, Grane Langsö, Gribsö, Esrom Sö, Slotssö, Lyngby Sö, Tystrup Sö, Bavelse Sö) について調査し三成分系図で各湖の特徴を示した。Moerkesö (22.9, 18.7), Uglesö (16.1, 14.0) Gribsö (15.1) の各湖は C/N ratio が 10 より高く acid humus (dy) で特徴づけられ且つ有機炭素量が多く (40% 以上) 有機物に富んだ湖である。他の湖は何れも C/N ratio が 10 より低く, neutral humus (gyttja) で有機物も比較的少ない。この中 Tystrup Sö, Bavelse Sö は珪藻骸泥 +  $\text{CaCO}_3$  が多く, eutrophic gyttja の好例であり Grane Langsö は鉱物質の成分が極めて多く有機物の生産量の低い oligotrophic gyttja として特徴づけられ, その他の湖は何れも eutrophic~oligotrophic gyttja の中間型の湖である。以上の湖沼型と堆積物の関係から更に Grane Langsö, Gribsö の drilling による底質試料を分析し, 夫々の湖の発展について論じた。(Jour. Sed. Pet., 29, 38~46, 1959)

[島田]

# 岩石鉱物鉱床学会誌

## 第四十三卷

自 第一号 (昭和三十四年 二月)  
至 第六号 (昭和三十四年十二月)

### 総 目 録

#### 研 究 報 文

男鹿半島の所謂粗面岩様岩類について .....	宮城 一男	1
紫蘇輝石を含む粗粒玄武岩 (出羽丘陵産) .....	今田 正	7
大隅半島高隈花崗岩中の球状岩 (I) (II) .....	{大庭 昇 石川 秀雄}	{15 98}
日高国幌満川上流の斑岩質閃緑岩中の珪長質変成岩並び にこれに伴う細粒包有岩 (I) (II) (追補) .....	浅井 宏	{ 26 73 215}
北海道富良野町西方山地のホルンフェルス .....	{鈴木 守 酒匂 純俊 松井 公平}	36
鳥取県多里地方のクロム鉄鉱と産状に関する研究 (第3報) ....	北原 順一	42
福島県川俣町小島鉱山産石英中の微量酸化鉄 .....	{大森 啓一 今野 弘}	55
関東山地東部の三波川変成岩中のエビドート .....	{関 陽太郎 加藤 千草}	57
本邦安山岩および粗面安山岩の晶洞 (I) (II) .....	太田 良平	{ 64 144}
花崗岩に伴われる閃長岩の 2, 3 のタイプ (II) .....	村上 允英	85
山形県吉野鉱床の成因について .....	山脇友治郎	113
ビベリジン処理ベントナイトの DTA 曲線について .....	本多 朔郎	131
山形県大滝粗粒玄武岩岩床の岩石学的研究 .....	青木謙一郎	135
所謂錐ヶ岳熔岩の化学組成 .....	松本 幡郎	141
出羽丘陵産粗粒玄武岩の粒度構成 .....	今田 正	154
Geothermal conditions in the Onikōbe basin, Miyagi Prefecture, Japan .....	Hisayoshi Nakamura	158
西中国の第三紀深成岩類 .....	村上 允英	167
関東山地東部の三波川変成岩類中の緑閃石 .....	関 陽太郎	179
二, 三の変成岩中のカリ長石 .....	島津 光夫	185



集片双晶における逆格子主軸安定の問題	{ 高野 幸雄 高野 琴代	194
酸素製鋼時の平炉廃煙中のマグヘマイト	伊藤 建三	203
北海道浜中地域の鈹床と火成活動について	藤原 哲夫	208
$\gamma$ 型ラムズデル鈹の加熱変化について	岡田 広吉	229
北海道発達鈹山に於ける母岩の変質作用	阿部 宏	239
長崎県壱岐島産ケルスート角閃石	{ 青木謙一郎 松本 幡郎	248
カツテイング試料に関する 2, 3 の考察		
一石油母岩の研究 第 3 報一	{ 加藤 磐雄 阿部 正宏	254
島根県三瓶火山産 pisolite について	三浦 清	262
中国西部における広島花崗岩中の岩脈類	村上 允英	267
2, 3 の斑晶灰長石及び含灰長石塩基性火山岩類について	{ 河野 義礼 青木謙一郎	275
火山岩中のジルコンに関する研究	山本 敬	282
四国三波川結晶片岩中に見られる磁鉄鈹, 赤鉄鈹の産状と その微量成分について	山岡 一雄	297
ルドウィヒ石系鈹物の共生関係について	津末 昭生	309
新潟油田寺泊褶曲帯の石油母層		
一石油母岩の研究 第 4 報一	阿部 正宏	318
新しい型の可燃性天然ガス鈹床について		
一水溶性可燃性天然ガス鈹床の提案一	井島信五郎	325

## 講演要旨

昭和 33 年度学術講演会講演要旨

107

## 会報

本会昭和 33 年度総会記事, 本会 30 周年記念会, 昭和 34 年度総会並びに学術講演会の予告, 金属部門例会記事, 日本学術会議第 5 期会員選挙の件, 幹事評議員会記事, 会員逝去, 会員動静, 投稿規定, 会費納入の件外

## 新刊紹介

Glossary of geology and related sciences (A. G. I. 編) 外 7 件

## 抄録

鈹物学及び結晶学	葉沸石	外 26 件
岩石学及び火山学	Grantown granite complex の構造	外 28 件
金属鈹床学	英国諸島産の閃亜鉛鈹, 方鉛鈹及びその関連鈹物中の微量成分	外 19 件
石油鈹床学	カンサス Arbuckle dolomite 油槽	外 22 件
参考科学	高温加水分解による硝子及び珪酸塩中の弗素の分析	

**会費納入の件** 本年度会費 500 円を本会（振替仙台 8825 番）宛至急お納め下さい。  
未納分は曩に直接お知らせしましたが、特に多額に滞納されている方は、至急お納め下さらないと、会誌の発行が停止されますので御注意下さい。

**投稿規定** 投稿者は次の点に注意して下さい。

1. 論文は原則として和文原著とし、原稿用紙に当用漢字を用いて横書、図及び表を含め、刷上りで7頁（7.5 ポイント活字）以内にとどまるようにする。7 頁を超過した場合には、この超過分の費用は著者の負担とする。
2. 英文原稿の場合には 和文に対する超過組料を著者の負担とする。尚 原稿末尾には和文要旨をつける。
3. 図は白紙又は青色印刷の方眼紙に墨又は黒色インクで大きく書き、1/2 又は 1/3 などに縮尺するのに適するよう、文字や記号を大きく書くこと。図の数は出来るだけ少なくすること。
4. 引用文献は頁毎に脚註として次の順序に記すこと（著者、掲載誌又は単行書名、巻、頁、年）。
5. 英文はタイプライトすること。
6. 別刷は希望部数を原稿に指示すること。但し費用は著者の自弁とする。
7. 投稿論文は受付け順に印刷するが、本誌の発行が隔月であるため、なるべく内容に種々のものを入れたいので、必ずしもこの順に依らない場合がある。

### 本誌抄録欄担当者（五十音順）

阿部 宏	阿部 正宏	青木謙一郎	植田 良夫	大森 啓一
加藤 磐雄	河野 義礼	今野 弘	島田 昱郎	鈴木 光郎
関 寿和	千藤 忠昌	田口 一雄	竹内 常彦	長谷川修三

昭和 34 年 11 月 20 日 印刷

昭和 34 年 12 月 1 日 発行

**発行所** 仙台市片平丁 東北大学理学部内  
日本岩石鉱物鉱床学会  
〔電話仙台③ 5111（内線 311）〕  
**編集兼発行者** 大 森 啓 一  
**印刷所** 仙台市堤通 27 〔電話③ 2027〕  
笹気出版印刷株式会社  
**印刷者** 笹 気 幸 助

**入会申込所** 仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石鉱物鉱床学会  
**会費払込先** 同 上〔振替仙台 8825 番〕  
**本会会費** 一カ年分 500 円（前納）  
**本誌定価** 一 部 150 円（会員外）  
© 1959

The Journal of the Japanese Association  
of  
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists

---

CONTENTS

Some anorthite bearing basic volcanic rocks in Japan .....	Y. Kawano and K. Aoki
Zircons in volcanic rocks .....	T. Yamamoto
On the occurrence and the minor elements of magnetite and hematite from the Sambagawa crystalline schist in Shikoku .....	K. Yamaoka
Paragenesis of minerals of ludwigite series .....	A. Tsusue
Consideration on organic constituents and lithology of the resource-rocks of petroleum in the Teradomari folding zone, Niigata oil field ....	M. Abe
On the inflammable natural gas pools of new type .....	S. Ijima
Notes and News.	
Announcements from the Association, etc.	
Book reviews	
The studies of pearl, etc.	
Abstracts:	
<i>Mineralogy and crystallography.</i> Stability relations of cinnabar and meta-cinnabar, etc.	
<i>Petrology and volcanology.</i> Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of southern Quebec, etc.	
<i>Sci. of metallic deposits.</i> Sulfur isotopes and hydrothermal mineral deposits, etc.	
<i>Sci. of petroleum deposits.</i> Productive and prospective petroliferous zones within tectonic framework of Japan and adjacent areas, etc.	
Contents of the volume 43,	

---

Published bimonthly by the Association in the Institute of  
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,  
Tohoku University, Sendai, Japan